

# UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE

**Přírodovědecká fakulta**

**Katedra fyzické geografie a geoekologie**

Studijní program: Geografie

Studijní obor: Geografie a kartografie



Bakalářská práce

**Štěpán Peňáz**

## **Využití automatického měření výšky sněhu a SWE ke zpřesnění úhrnu zimních srážek**

Using ultrasonic snow depth data to minimize the error in winter precipitation  
measurements

Vedoucí práce: RNDr. Michal Jeníček, Ph.D.

Praha 2018

# **Zadání bakalářské práce**

## **Téma práce**

Využití automatického měření výšky sněhu a SWE ke zpřesnění úhrnu zimních srážek

## **Cíle práce**

Bakalářská práce si stanovuje následující cíle:

1. Rešerše na téma měření zimních srážek (metody měření, jejich přesnost a nejistoty) a přehled aktuálně používaných postupů pro jejich zpřesnění.
2. Analýza automaticky měřených dat vyhřívaného člunkového srážkoměru, ultrazvukového čidla na měření výšky sněhu a měření vodní hodnoty sněhu (SWE) za účelem zpřesnění úhrnu zimních srážek na vybraných stanicích katedry FGG.

## **Použité pracovní metody, zájmové území, datové zdroje**

Měření zimních srážek je problematické z hlediska jejich přesnosti. Úhrn zimních srážek je často měřen pomocí klasických vyhřívaných ombrometrů. Díky větru je ale pro tyto srážky typické jejich podhodnocení oproti skutečným srážkám. Měření se tedy stále častěji kombinují s měřením výšky nového sněhu (nebo SWE), které se převádí na výšku srážek. Nové přesné ultrazvukové senzory a sněhoměrné váhy významně zvýšily možnosti těchto měření.

Podstatná část práce bude tvořena rešerší odborné literatury na téma měření zimních srážek a přehled aktuálně používaných postupů pro jejich zpřesnění.

Na základě dat z vybraných stanic katedry FGG proběhne analýza vedoucí ke zpřesnění úhrnu zimních srážek. K dispozici jsou měřená data v časovém kroku 10 min z vyhřívaného člunkového srážkoměru a několika ultrazvukových čidel měřící výšku sněhu a čidel, které měří vodní hodnotu sněhu (SWE). Na základě těchto měření bude počítána hustota nového sněhu a budou hledány faktory, které ji ovlivňují (např. teplota vzduchu, vlhkost vzduchu a rychlost větru). Vztah odvozený pro hustotu nového sněhu bude společně s měřenou výškou nového sněhu použit i na stanicích, kde neexistuje přímé měření SWE nebo klasické měření srážek pomocí vyhřívaného ombrometru.

Datum zadání: 27. 11. 2017

Jméno studenta: Štěpán Peňáz

Podpis studenta:

Jméno vedoucího práce: Michal Jeníček

Podpis vedoucího práce:

## **Prohlášení**

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci vypracoval samostatně, a že jsem všechny použité zdroje literatury řádně citoval. Tato práce, ani její významná součást nebyla využita k získání stejného nebo jiného akademického titulu.

V Praze dne.....2018

.....

Štěpán Peňáz

## **Poděkování**

Tímto děkuji vedoucímu mé bakalářské práce RNDr. Michalu Jeníčkovi Ph.D. za trpělivost v průběhu vedení práce, cenné rady, věnovaný čas a poskytnutá data.

## Abstrakt

Měření zimních srážek je z hlediska přesnosti problematictější než měření srážek dešťových, ke kterým dochází v průběhu zbytku roku. Výsledky měření srážek během zimy jsou významně ovlivněny větrem, a to jak v průběhu samotné akumulace, tak následnou redistribucí sněhové pokrývky. Cílem této práce je analýza automaticky měřených dat z vyhřívaného člunkového srážkoměru, ultrazvukových sněhoměrů pro měření výšky sněhu a senzorů pro měření vodní hodnoty sněhu, která má za cíl zjištění míry závislosti hustoty nového sněhu na teplotě či vlhkosti vzduchu a následné odvození vztahu, který bude sloužit ke zpřesnění odhadu kvantifikace zimních srážek. Na základě korelační a regresní analýzy dat se podařilo prokázat závislost mezi hustotou nového sněhu a teplotou vzduchu, ačkoliv ne příliš signifikantní (hodnota spearmanova koeficientu pořadové korelace  $r_s = 0,39$ ), přičemž tato závislost vysvětluje přibližně 9 % variability dat. Přímá závislost mezi hustotou nového sněhu a vlhkostí vzduchu ovšem prokázána nebyla. Výsledné vypočtené hodnoty zimních srážek ve formě sněhu v zimních sezónách 2016 a 2017 vypovídají o tom, že vyhřívaný člunkový srážkoměr oproti výpočtu podhodnotil srážky o 50 % (2016) respektive 59 % (2017).

**Klíčová slova:** zimní srážky, výška nového sněhu, ultrazvukové měření výšky sněhu

## Abstract

Winter precipitation measurement is more problematic in terms of accuracy than measurement of rainfall precipitation that occur during the rest of the year. The results of rainfall measurements during the winter are significantly influenced by wind, both during the accumulation itself and subsequent redistribution of the snow cover. The aim of this work is to analyze automatically measured data from a heated tipping bucket, ultrasonic snow depth sensor for snow measurement and sensors for measuring snow water equivalent, which aims to determine the dependence of the density of new snow on temperature or humidity and consequently to derive the relation that will serve to refine the quantum estimation of winter precipitation. Based on the correlation and regression analysis of the data, the direct dependence between the density of the new snow and air humidity has not been proven, but the dependence between the density of the new snow and the air temperature has already been proven, though not very significant (Spearman's rank correlation  $r_s = 0.39$ ), this dependence explains approximately 9 % of data variability. The resulting calculated snowfall values in the

winter seasons of 2016 and 2017 indicate that the heated tipping bucket has underestimated the amount of precipitation by 50% (2016) and 59% (2017) respectively, compared to the calculation.

**Key words:** winter precipitation, new snow depth, ultrasonic snow depth measurement

# Obsah

1) Úvod	9
2) Současný stav poznatků o měření zimních srážek	11
2.1) Vznik sněhových krystalů	11
2.2) Vybrané fyzikální vlastnosti sněhu	12
2.2.1) Hustota nového sněhu a jeho vodní hodnota	12
2.3) Měření zimních srážek	14
2.4) Metody stanovení hustoty nového sněhu	23
3) Materiál a metody	27
3.1 ) Fyzicko-geografická charakteristika zájmového území	27
3.1.1) Vymezení zájmového území	27
3.1.2) Geologické poměry	29
3.1.3) Geomorfologické poměry	31
3.1.4) Půdní poměry	32
3.1.5) Klimatické poměry	33
3.1.6) Hydrologické poměry	34
3.1.7) Krajinový pokryv	35
3.2) Použitá data	36
3.3) Zpracování a analýza dat	37
4) Výsledky	39
4.1) Zhodnocení srážkových událostí	39
4.2) Zjištěné závislosti	45
4.3) Srážkové úhrny	47
5) Diskuze	51
5.1) Zhodnocení faktorů ovlivňujících výběr sněhových událostí	51
5.2) Vliv Meteorologických faktorů na hustotu nového sněhu	53

5.3) Zhodnocení srážkových úhrnů	54
6) Závěr	55
7) Zdroje literatury	57



# 1. Úvod

V mnoha světových oblastech je znalost zásoby vody obsažené ve sněhové pokrývce předurčujícím faktorem pro efektivní realizaci zemědělské výroby a zásobování obydlených oblastí pitnou vodou (DeWalle a Rango, 2009). Na druhou stranu v horských oblastech roste poptávka po kvalitních předpovědích a informacích o prostorovém rozložení nové sněhové pokrývky především kvůli předpovědi lavinového ohrožení, údržbě silnic, výrobě elektřiny, ale i provozu lyžařských středisek (Helfricht a kol., 2018).

Pro správný odhad vodních zásob ve sněhové pokrývce je nutno kromě její výšky znát také její hustotu. Hustota nového sněhu je ovlivněna především podmínkami, které panují v místě vzniku sněhových krystalů, a předurčují tak velikost a tvar výsledných krystalů. Mimo to ji ovlivňují také podmínky, které panují v průběhu pádu sněhového krystalu z oblačnosti k zemskému povrchu (Roebber a Breuning, 2003). Při znalosti výšky nového sněhu a hustoty nového sněhu lze vypočítat jeho vodní hodnotu, která se převádí na zimní srážky, což může být využito pro výpočet vodní bilance v povodí, a pomoci tak při řešení výše uvedených problémů.

## Cíle práce:

1. Rešerše na téma měření zimních srážek (metody měření, jejich přesnost a nejistoty) a přehled aktuálně používaných postupů pro jejich zpřesnění.
2. Analýza automaticky měřených dat vyhřívaného člunkového srážkoměru, ultrazvukového čidla na měření výšky sněhu a měření vodní hodnoty sněhu (SWE) za účelem zpřesnění úhrnu zimních srážek na vybraných stanicích katedry FGG.

V práci se vycházelo z následujících výzkumných hypotéz:

### 1. S rostoucí naměřenou teplotou vzduchu bude růst i hustota nového sněhu

Teplota vzduchu při zemském povrchu by měla souviset s teplotou v oblačnosti, kde vznikají sněhové krystaly. Velikost a tvar krystalu ovšem ovlivňují i podmínky během pádu na zemský

povrch. Proto by i hustota nového sněhu na zemském povrchu měla být ovlivněna teplotou vzduchu.

## **2. S rostoucí naměřenou vlhkostí vzduchu bude růst i jeho hustota**

V případě vlhkosti vzduchu platí podobné předpoklady, jako v případě teploty vzduchu. Nasycení vodní párou v oblačnosti je společně s teplotou vzduchu v oblačnosti určujícím faktorem pro velikost a tvar krystalu. Existuje-li souvislost mezi podmínkami v oblačnosti a na zemském povrchu, pak by měla vlhkost vzduchu výrazně ovlivňovat sublimaci sněhových krystalů.

## **Struktura práce**

V první části se práce formou rešerše věnuje zhodnocení stavu poznatků o vzniku sněhových krystalů, hustotě a vodní hodnotě nového sněhu, měření zimních srážek a konečně možnostem a způsobům stanovení hustoty nového sněhu. Ve druhé části se práce zabývá analýzou automaticky měřených dat výšky a vodní hodnoty sněhu, vyhodnocením závislostí hustoty nového sněhu na jednotlivých faktorech, počítáním a zpřesňováním odhadů zimních srážek.

## **2. Současný stav poznatků o měření zimních srážek**

### **2.1 Vznik sněhových krystalů**

Vznik sněhových a ledových krystalů je komplikovaný proces, který zahrnuje přeměnu drobných, ochlazených kapiček vody, které mrznou a mění se v krystalky ledu (Schemenauer et al., 1981). Pokud je oblačnost přesycena vodní párou, dochází k její kondenzaci na ledových krystalcích nebo kondenzačních jádrech, což jsou mikroskopické částičky půdy, vulkanického či antropogenního prachu, mořské soli, pylová zrna či částice z jiných zdrojů. Vznikají tak drobné kapičky vody, které mrznou a dochází k akreci. Když krystaly akretují do určité velikosti a hmotnosti, díky gravitaci začnou vypadávat. Typickým způsobem růstu krystalů je Bergeronův proces, který je založen na principu rozdílných tlaků vodní páry v blízkosti ochlazených kapiček vody a ledových krystalů (DeWalle a Rango, 2008). Ledové krystaly tak rostou na úkor kapiček vody. Velikosti a tvary výsledných krystalů (Obrázek 1) jsou závislé především na teplotě a na stupni nasycení vodní parou v místě jejich vzniku. Judson a Doesken (2000) uvádí, že malé typy krystalů jsou většinou spojovány se vznikem při nízkých teplotách, zatímco velké typy krystalů naopak při vyšších teplotách, avšak pro každý typ a velikost krystalu je typické větší teplotní rozmezí vzniku. Často také dochází k růstu krystalů díky kontaktu s jinými krystaly (DeWalle a Rango, 2008). Spojí-li se více krystalů dohromady, vznikají sněhové vločky neboli dendrity (Magano, 1953). Dojde-li ke kontaktu sněhové vločky a podchlazené kapičky vody, vzniká graupel, tedy silně ojíňená sněhová vločka (DeWalle a Rango, 2008).

	kód	grafický symbol	typická forma	název
typ krystalu	1			destičky
	2			hvězdice
	3			sloupce
	4			jehlice
	5			dendrity
	6			uzavřené sloupce
	7			nepravidelné krystaly
	8			grupely
	9			ledové kuličky
	0			kroupy

Obrázek 1: Formy sněhových krystalů podle mezinárodní klasifikace pevných srážek (Mason, 1971, upraveno)

## 2.2 Vybrané fyzikální vlastnosti sněhu

### 2.2.1 Hustota nového sněhu a jeho vodní hodnota

Jednou z nejdůležitějších fyzikálních vlastností sněhu je jeho hustota, která výrazně ovlivňuje nejen tepelnou vodivost sněhové pokrývky, ale i její optické a mechanické vlastnosti (Bormann a kol, 2013). Hustota sněhu vyjadřuje vztah mezi mocností sněhové pokrývky a jeho vodním obsahem, a proto je její znalost nezbytná pro předpovědi povodňového ohrožení. S rostoucí hustotou sněhu klesá jeho náchylnost k rychlému tání (Judson a Doesken, 2000). Hustota sněhu je obecně vyjádřena jako jeho hmotnost vztažená

k jednotce objemu. Jednotky, ve kterých se uvádí, jsou  $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$  nebo  $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$  a označuje se řeckým písmenem  $\rho$  (Singh a Singh, 2001). Roebber a kol (2003) tvrdí, že hustota nového sněhu je ovlivněna různými procesy, které působí na velikost a tvar sněhových krystalů, což má přímý vliv na obsah vzduchu ve sněhové pokrývce. Tyto procesy se začínají projevovat hned při vzniku krystalů v oblačnosti. Komplexní vztah mezi teplotou vzduchu (Tabulka 1), a stavem nasycení vodní párou v oblačnosti, kde sněhové krystaly vznikají, má za následek existenci širokého spektra jejich tvarů a velikostí, od jehlic a destiček, až po složitější tvary (Nakaya, a kol, 1951). Power a kol. (1964) zjistili ve své studii nejnižší hustotu u sněhu, jehož krystaly jsou ve formě dendritů, naopak největší hustotu sněhu přisuzují pokrývce tvořené graupely. Vliv na výslednou hustotu sněhové pokrývky tvořené jednotlivými tvary krystalů přisuzují také stupni ojínění, který je významnější u plošně rozsáhlejších tvarů krystalů, jako jsou dendrity či plošky. Naopak u krystalů tvaru jehlic se výsledný efekt ojínění projevil relativně méně. Roebber a kol.(2003) považuje za důležitý faktor ovlivňující hustotu nového sněhu termodynamickou stratifikaci vzduchu, díky které může docházet k sublimaci či tání sněhových krystalů během jejich pádu z oblačnosti k zemskému povrchu. Colbeck (1978) uvádí, že v průběhu pádu sněhových krystalů může docházet k jejich tříštění větrem, což má za následek zmenšení jejich povrchu. Sněhová pokrývka tak dosahuje větší hustoty díky menšímu obsahu vzduchu v pórech. Během fáze akumulace dochází k transportu sněhu větrem neboli saltaci. Jednotlivé sněhové krystaly do sebe naráží, tříští se, a nově utvořená sněhová vrstva tak vykazuje větší hustotu. Rychlost a směr větru jsou významně ovlivněny jednak topografií a jednak vegetačním pokryvem daného území, čímž je ovlivněna prostorová distribuce sněhu, a tím i jeho hustota. Vítr převívá sníh z míst s vyšší rychlostí větru do míst, kde je jeho rychlost nižší, zde se sníh akumuluje a dochází tak k lokálním rozdílům (Judson a Doesken, 2000; Hiemstra a kol., 2002).

Teplota vzniku [°C]	Typ krystalů
+3 až -8	jehlice
-8 až -25	destičky, hvězdice
-10 až -20	hvězdicové dendrity
-20	hranoly, jednotlivé krystaly, dvojčata
-30	shluky dutých hranolů

*Tabulka 1: Tvar a typ krystalu v závislosti na teplotě při jejich vzniku (Zdroj: Singh a Singh, 2001)*

Jakmile se sněhové krystaly usadí na zemi, začínají okamžitě měnit svůj tvar a strukturu. Hustota sněhové pokrývky je tak zvyšována dalšími procesy, ke kterým dochází v průběhu její evoluční fáze, jako například počet a intenzita regelačních cyklů, vnitřní teplota a vlhkostní gradient (Colbeck, 1982). Tyto procesy a změny však nejsou předmětem zájmu této práce, a proto jim dále nebude věnována pozornost.

S hustotou sněhu přímo souvisí vodní hodnota sněhu (snow water equivalent, dále jen SWE). Jde o základní element při výpočtech celkových vodních zásob uchovaných ve sněhu v daném povodí na konci akumulární sezony. Je definována jako výška vodního sloupce, která by vznikla po roztátí sněhové pokrývky, a nejčastěji se tak uvádí v milimetrech (Singh a Singh, 2001). Pro určení SWE se většinou využívá následujícího vztahu č. 1, pokud je známa výška sněhu a jeho hustota.

$$SWE = HS \cdot \frac{\rho_s}{\rho_w}$$

kde HS je výška nové sněhové pokrývky,  $\rho_s$  je hustota nové sněhové pokrývky v  $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$  a  $\rho_w$  je hustota vody v kapalném skupenství při teplotě  $0^\circ\text{C}$ , tedy přibližně  $1000 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$  (Mizukami a Perica, 2008).

## 2.3 Měření zimních srážek

Měření srážek v pevném skupenství je problematictější než měření kapalných srážek. Jejich přesné určení je dlouhodobý problém. Ve srovnání s deštěm je sněžení prostorově rovnoměrnější, avšak výsledné prostorové rozložení sněhu je méně rovnoměrné díky jeho snazšímu vznosu a působení větru (Singh a Singh, 2001). Sturm a kol. (2009) považují SWE a výšku sněhu za nejdůležitější ukazatele pro zjištění zásob vody ve sněhové pokrývce.

Český hydrometeorologický ústav denně měří výšku nového sněhu a celkovou výšku sněhu celkem na 835 stanicích, vždy v 7:00. Na oněch stanicích je měřeno i SWE a dopočítávána hustota sněhu, a to vždy jednou týdně (Bercha, 2017).

Výška sněhu se obvykle měřila pomocí sněhoměrné lati, která se vertikálně umísťovala do sněhu a hodnota se odečetla na stupnici s přesností na centimetry. V dnešní době se ovšem na většině stanic k měření výšky sněhu využívá ultrazvukové čidlo. Pro měření nového sněhu se používá sněhoměrné prkénko (Obrázek 2A), které se očištěné položí na předešlou sněhovou vrstvu, a značí tak úroveň, od které bude probíhat akumulace sněhu. Pro dosažení reprezentativnějších výsledků může být použito více sněhoměrných prkének, měly by však být umístěny v závětrí či v místě, kde je vliv větru minimální. SWE se vypočte z údajů o výšce sněhu, jestliže je známa hustota sněhové pokrývky (Singh a Singh, 2001). Ta se na většině stanic měří válcovým sněhoměrem (Obrázek 2B), avšak někteří dobrovolní pozorovatelé ještě využívají sněhoměrný válec, do kterého se odebere sníh, a následně se nechá roztopit teplem (Jonov a Maděričová, 2012).



*Obrázek 2A (vlevo): Sněhoměrné prkénko (Zdroj: Rick Kasguma, 2012), Obrázek 2B(vpravo): Sněhoměrný válec (Zdroj: Jonov a Maděričová, 2012)*

Sněhoměrný válec má plochu průřezu obvykle 50 cm<sup>2</sup>, délku 1 až 2 metry a bývá vyroben z laminátu, plastu či kovu. Z vnější strany je odstupňován po 10 cm pro orientační určení výšky sněhu v místě odběru sněhového jádra. Dolní okraj je lemován kovovým ozubením, díky němuž lze snadněji proniknout tvrdšími vrstvami sněhu až k zemskému povrchu. Sníh se ve válci upěchuje speciálním pístem, extrahuje se sněhové jádro a zváží se na digitální závěsné váze (Špulák a kol, 2012; Křístek a kol., 2011). Ze zjištěné hmotnosti sněhového jádra a výšky sněhové pokrývky je nejdříve dopočítána jeho hmotnost, která je

následně převedena na hustotu sněhu, ze které je dopočítáno SWE podle vztahu č. 1, který je uveden v předchozí kapitole.

V dnešní době se pro měření SWE využívá i několik typů automatických čidel. Sněhoměrné polštáře (Obrázek 3B) mívají čtvercový či kruhový tvar a jsou zabudovány v zemi s povrchem na úrovni zemského povrchu. Jejich historie sahá do 70. let 20. Století. Vyrobeny bývají z vyztužené gumy, plastu či z nerezových plátů (Špulák a kol., 2012). Sněhoměrný polštář odhaduje SWE na principu měření hydrostatického tlaku nemrznoucí kapaliny nacházející se uvnitř. Sníh, který se na polštáři akumuluje, způsobí nárůst hydrostatického tlaku kapaliny přímo úměrný změně hmotnosti sněhové vrstvy. Největší sněhoměrné polštáře mohou mít plochu až 9 m<sup>2</sup> a tloušťku až 15 cm. Aby se zamezilo chybám v měření způsobeným nerovnoměrným rozmístěním kapaliny uvnitř, musí být polštář instalován na rovném povrchu. Zároveň by se měl nacházet na povrchu, který je schopný absorbovat kapalinu v případě úniku, což může být například písek (Egli a kol., 2009). Johnson a Schaeffer (2002) se zabývali termálními a hydrologickými mechanismy, které přetváří vnitřní strukturu sněhové pokrývky a ovlivňují tak chyby měření sněhoměrného polštáře. Podle nich tak měření SWE nejvíce ovlivňuje dotvarování sněhu, které rovnoměrně přenáší sněhové zatížení mezi polštář a okolní půdu. Podle Egli a kol. (2009), kteří porovnávali přesnost sedmi automatických metod pro odhad SWE a výšky sněhu s referenčními manuálními daty, poskytuje sněhoměrný polštář relativně přesný odhad SWE (průměrně 6 % nadhodnocení oproti datům referenčním).

Dalším běžně používaným typem čidel pro měření SWE jsou Sněhoměrné váhy (Obrázek 3A), které fungují na principu zjišťování hmotnosti sněhové pokrývky, podobně jako sněhoměrné polštáře, ačkoliv se konstrukčně liší. Jsou tvořeny plochou kovovou konstrukcí, která je zavěšená na váhových čidlech, přičemž je celá konstrukce zapuštěná do země, tak aby byla zarovnaná ve stejné úrovni jako okolní terén. Jejich výhodou je, že na rozdíl od sněhoměrných polštářů u nich nehrozí nebezpečí úniku nemrznoucí kapaliny a případné chemické znečištění prostředí. Aby se podmínky akumulace sněhu co nejvíce blížily realitě, bývá povrch plátů pokryt štěrkem či kobercovitou rohoží, a navíc bývá perforován kvůli umožnění průsaku. Stejně jako u sněhoměrných polštářů i u vah mohou nastat nepřesnosti v měření, které jsou způsobené zavěšením sněhových vrstev (Špulák a kol., 2012). Johnson a Marks. (2004) uvádí, že nejběžnějším zdrojem chyb je teplotní rozdíl povrchu vah a zemského povrchu v jeho okolí, je-li teplota obou povrchů kladná. Pokud je rychlost tání sněhu v okolní půdě větší, než rychlost tání na polštáři, dochází k přenosu



zatížení sněhové pokrývky na okolní zemský povrch, což může způsobit až 40% odchylku od reálné hodnoty. Johnson a Marks (2004) proto hledali metodu pro nalezení a opravu chyb, které vznikly měřením váhových sněhoměrů, k čemuž používali data z kontinuálního měření SWE, indexu teploty vzduchu či sněhu v nejspodnější vrstvě sněhové pokrývky při zemském povrchu a výšky sněhové pokrývky (Špulák a kol., 2012).



*Obrázek 3A (vlevo): Sněhové váhy, (Zdroj: Hydrological Services America),  
Obrázek 3B (vpravo): Sněhoměrný polštář (Zdroj: <https://www.gfz-potsdam.de>)*

Nedávno vynalezený typ sněhoměrných senzorů funguje na principu měření elektrické impedance sněhu. Zřejmě nejpoužívanější z nich je Snow Pack Anylyser (SPA), který byl vyvíjen v letech 2001 a 2004 k měření SWE, hustoty sněhové pokrývky, obsahu kapalné vody ve sněhu a výšky sněhu (Sommer a Fiel, 2010). Aparatura sestává z 6 cm širokého a 3 až 10 metrů dlouhého trojvodičového snímače (pásu), řídicí jednotky počítající naměřené parametry sněhové pokrývky, ultrazvukového senzoru pro měření výšky sněhové pokrývky a konečně mechanické nosné konstrukce zajišťující upevnění senzorů. Snímače mohou být instalovány buď šikmo, aby vystihovaly parametry celé sněhové pokrývky, nebo jsou umístěny vodorovně ve vymezených úrovních (Obrázek 4). Třetí, areálová konfigurace využívá celkem 4 pásy orientované křížově, takže snímají území, které svou plochou koresponduje s prostorovým rozlišením dat získaných metodou DPZ (Sommer a Fiel, 2010). Jsou-li snímače v šikmé poloze, díky větru může docházet k vytváření mezer mezi sněhem a snímačem, což má za následek chybné vyhodnocení dat. Mimo to mohou chyby také nastat, vytvoří-li se na

snímačích námraza (Stähli a kol., 2004). Brandelik a kol. (1998, Citováno v Stähli a kol., 2004) vyvinuli algoritmus pro korekci chyb způsobených vzduchovou mezerou mezi snímačem a sněhovou pokrývkou. Pro vývoj algoritmu se využívají poznatky o magnitudu chyby v závislosti na tom, ve kterém ze tří vodičů je kladný a ve kterém záporný elektrický náboj.



*Obrázek 4: Tři typy konfigurace SPA (Zdroj: Sommer a Fiel, 2010)*

Na mnoha místech se stále k měření zimních srážek používají srážkoměry. Srážkoměr se skládá ze srážkoměrné nádoby, nálevky, konvice a skleněné kalibrované odměrky. Nálevky a konvice však nejsou používány v zimním období (15. 10. – 15. 4.). V Česku se používají srážkoměry, jejichž zachytná plocha činí 500 cm<sup>2</sup>, ačkoliv v různých zemích se používají rozdílné velikosti a výšky ombrometrů (Žídek a Lipina, 2003; Singh a Singh, 2001). Běžně se využívají 2 základní druhy srážkoměrů. Ombrometru odpovídá výše zmíněný popis. Pro účel měření tuhých srážek bývá vyhříván, takže sníh, který do něj napadá, se ihned přeměňuje na vodu. Dochází-li při silném sněžení k hromadění sněhu na okraji sběrné plochy, měl by být opatrně posunut dovnitř srážkoměrné nádoby. Ombrometr by měl být instalován dostatečně vysoko vůči okolnímu terénu, aby do něj nebyl převíván sníh z okolí. Modernějším a přesnějším druhem srážkoměru je člunkový srážkoměr. Vyhřívání nálevky, překlopného mechanismu a nádoby pro akumulaci vody u nich bývá zajištěn nichromovým drátem. Srážky jsou vedeny na překlopný člunek, jehož objem odpovídá přesnému množství srážek, většinou 0,1 nebo 0,25 mm. Po přesném naplnění se člunek překlopí, každý zmíněný cyklus se zaznamenává a počítají se z nich srážkové úhrny. Nevýhodou těchto srážkoměrů je velká spotřeba elektrické energie k vyhřevu, což vyžaduje její nepřetržitý přívod a významné podhodnocení srážkových úhrnů díky výparu (Singh a Singh, 2001).

Právě systematické podhodnocování srážkových úhrnů lze považovat za jejich největší nedostatek. V historii již bylo provedeno více studií, zabývajících se příčinami podhodnocování, popřípadě vývojem co nejpřesnějšího srážkoměru. Ačkoliv může chyby zapříčinit i lidský faktor, především pak špatným odečtem hodnoty na odměrce, studie poukazují na to, že nejběžnějším a nejvýznamnějším zdrojem chyb při měření SWE srážkoměry, je jeho nedostatečná schopnost zachytit veškeré množství sněhových srážek. Ta je dána především rychlostí a směrem větru, odstíněním srážkoměrné nádoby pomocí speciálního větrného štítu a poloha srážkoměru vzhledem k zemskému povrchu. Může však dojít i k postupnému hromadění sněhu na nejsvrchnějších, nevyhřívaných částech nálevky, popřípadě přemostění nálevky sněhem. V určitém okamžiku dojde k propadu většího množství sněhu do nálevky se zpožděním, což se následně na datech projevuje jako náhlé, intenzivní srážkové úhrny. Takové chyby jsou však v přírodě výrazně méně rozšířené, než ty způsobené větrným prouděním. Vítr obtékající srážkoměr vytváří vzdušné víření, které unáší sněhové krystaly mimo nálevku. Ve světě se proto používá více než 100 druhů větrných štítů, lišících se velikostí, tvarem a dalšími fyzikálními atributy. V různých zemích se rovněž využívají různé druhy srážkoměrů, přičemž každý má jiný tvar, a proto i chyby měření jsou odlišné. (Singh a Singh, 2001). Zatímco dešťové srážky bývají díky větru podhodnoceny v průměru o 3 % (v extrémních situacích až o 20 %), sněhové srážky bývají podhodnoceny běžně o 20 až 50 %, při silnějším větru až o 80 % (Sevruk, 1996). Použitím větrných štítů lze chyby způsobené větrným prouděním výrazně eliminovat. Například sestava DFIR, která je v současnosti WMO považována jako referenční pro měření sněhových srážek, podhodnocovala při rychlosti  $5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  pouze o 10 % a při  $8 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  o 15 %. DFIR sestává z Tretyakovova srážkoměru a dvou dřevěných osmistranných štítů, kde menší, vnitřní štít má průměr 4 m, zatímco větší, vnější má průměr 12 m (Obrázek 6). K nevýhodám této sestavy patří velikost, vysoká cena instalace a každoroční potřebná údržba (Rasmussen a kol., 2012). Egli a kol. (2009) srovnávali výsledky sedmi různých automatických metod pro měření či odhadování SWE, přičemž jednou z metod byl vyhřívaný člunkový srážkoměr doplněný o přídavný větrný štít. Srážkoměr vykazoval ve srovnání s referenčními, manuálně měřenými hodnotami podhodnocení o 32 %, je však nutno vzít v potaz, že měření probíhalo ve vysokohorském terénu v nadmořské výšce přes 2500 m. V minulosti již byly zkoumány i jiné způsoby korekcí chyb, způsobených větrným prouděním. Sevruk (1996) například zmiňuje existenci korekčních modelů, které odhadují podhodnocení srážek na základě rychlosti větru v úrovni nálevky srážkoměru, intenzity sněžení a teploty vzduchu v průběhu sněžení. Mimo chyby způsobené větrným prouděním existují i další systematické chyby, které mohou mít

zásadní vliv na přesnost srážkoměrem naměřených dat. Chyby vzniklé následkem výparu díky vyhřívání srážkoměru se pohybují přibližně mezi 3 až 6 %, a jejich celkový vliv se odvíjí od typu srážkoměru a dimenzování vyhřívacího systému. Systematické chyby v měření vznikají díky adhezi vodních kapek na stěnách nálevky. K odečtu hodnoty srážek tak většinou dojde dřív, než stihnout kapičky stéct do odměrky. Tento efekt má většinou na výsledné podhodnocení jen minimální vliv. Podle (Sevruk 1985, citováno v Singh a Singh, 2001) se ve Švýcarsku tyto ztráty pohybují mezi 2 -7 %. Magnitudo chyb je závislé na typu povrchové úpravy útrobu srážkoměru, podílu zamokřených vnitřních částí srážkoměru k částem suchým, materiálovém stáří srážkoměru a intenzitě a délce konkrétní srážkové události (Singh a Singh, 2001). Využitím měření výšky sněhu pomocí ultrazvukových sněhoměrů za účelem zmenšení podhodnocení pevných srážek člunkovými srážkoměry se zabýval Helfricht a kol. (2016). Data z člunkového srážkoměru nejdříve prošla korekcí podle Goodisona a kol. (1998, s. 34, Eq. 4.5.7 + 8.), a z následujícího vztahu č. 2 bylo vypočteno podhodnocení srážkoměru (Hellmanova typu).

$$CR = P_G/P_{cor}$$

Kde CR je poměr podhodnocení,  $P_G$  jsou srážky zaznamenané před korekcí a  $P_{cor}$  jsou srážky po korekci. Ve druhém kroku byla z výšky sněhových přírůstků pomocí některých parametrizací (kap. 2.5) vypočtena jejich hustota a dále vodní hodnota. Následující vztah č. 3 slouží k určení podhodnocení srážkoměru oproti ultrazvukovému sněhoměru

$$CR_c = P_G/HN$$

Kde  $CR_c$  je poměr podhodnocení,  $P_G$  jsou srážky naměřené srážkoměrem a HN je výška sněhu měřena ultrazvukovým sněhoměrem. Výsledky naznačují, že na horských stanicích v nadmořské výšce nad 1500 m n.m. může být srážkoměrem zachycena méně než polovina skutečných srážek.



*Obrázek 5: Větrný štít DFIR (Zdroj: Rasmussen a kol., 2012)*

Tzv. expediční měření sněhu se provádí většinou nepravidelně pro získání doplňkových dat ze staničních měření. Jsou zdrojem informací pro místa, kde v blízkosti není žádná jiná sněhoměrná stanice (většinou v horských oblastech), kde se blízké stanice nacházejí v odlišné nadmořské výšce, případně pro bezprostřední blízkosti stanic kvůli korekci staničních dat. Měří se v tzv. profilech, tedy několika bodech po sobě, ležících ve stejné nadmořské výšce, avšak s rozdílnými vlastnostmi, jako jsou expozice svahu a vegetační pokryv. Naměřené hodnoty z profilů, které jsou většinou dlouhé přibližně 100 m, se ve výsledku zprůměrují. Časově jde o náročnější metodu, než u staničních měření, na druhou stranu však poskytuje reprezentativnější data. Nepravidelná expediční měření provádí zaměstnanci poboček tehdy, očekává-li se výraznější tání, případně v období nejvyšší sněhové pokrývky (Němec, 2006; Jonov a Maděřičová, 2012). Pro účely predikce a monitoringu vody uchované ve sněhu je v České republice manuální měření sněhu ve sněhoměrných profilech stále základní metodou (Židek a Lipina, 2003; Němec, 2006). Metoda gravimetrického určování SWE již byla popsána výše v kapitole o staničním měření. Odběry na přesně lokalizovaných transektech o délce 20 až 30 metrů se provádí na každé lokalitě třikrát, přičemž výška sněhu se měří desetkrát. Průměr vypočtený z těchto hodnot se využívá jako vstupní hodnota do hydrologických modelů (Pobříslová a Kulasová, 2000; Taufmannová a kol., 2010; Jeníček a Taufmannová, 2010, Fryč, 2011, citováno v Špulák a kol, 2012). Metoda je výhodná díky nízkým kvalifikačním nárokům kladeným na obsluhu, nízké technické náročnosti, rychlosti. Naopak nevýhodná je metoda především z důvodu časové a fyzické náročnosti spojené s dopravou pozorovatele na místo měření, s čímž je spojená vyšší finanční náročnost. Navzdory tomu je však tato metoda běžně zdrojem dat pro mnoho sněhových

modelů (ČHMÚ, 2009; Beckers a kol., 2009, Marofi a kol., 2011, Citováno v Špulák a kol, 2012).

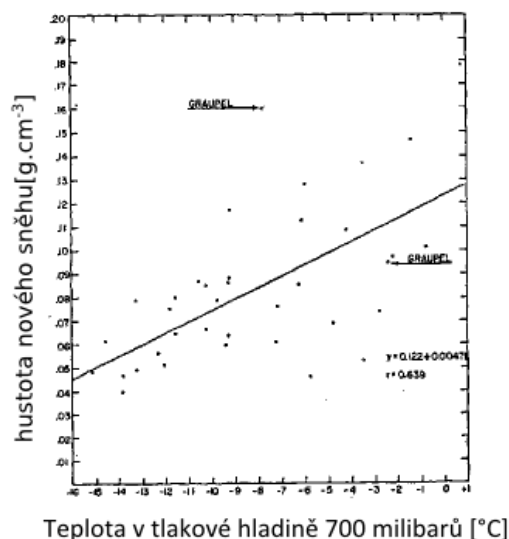
Distanční měření je spojené s využitím dálkového průzkumu Země (dále jen DPZ). V několika posledních dekádách umožnilo dálkové snímání sběr dat v pravidelných intervalech a satelity určené pro operační a výzkumné účely poskytovaly informace o sněhové pokrývce. Distanční měření sezónní sněhové pokrývky bylo použito ke zlepšení sledování stávajících podmínek a bylo zapracováno do několika prognostických modelů odtoku (Dozier, 1989). Prostorové rozložení sněhové pokrývky může být zjišťováno pomocí různých platform založených na DPZ (NEW a kol., 2001). Metoda je založena na schopnosti sněhu a odlišných předmětů odrážet elektromagnetické záření. Pro zjišťování vodní hodnoty sněhu lze využít záření gamma, ale i pasivního mikrovlnného záření. Využití gamma záření vyzařovaného zemským povrchem k měření SWE je založeno na jeho útlumu vrstvou vody ve formě sněhové pokrývky. Intenzita záření gamma je měřena pomocí spektrometru, který bývá upevněn na letadle. Nevýhodou této metody je například nepřesnost vzniklá zahrnutím půdní vlhkosti do měření SWE. Jinou nevýhodou je například nutnost letadla létat v nízké výšce nad zemským povrchem, díky pohlcování gamma záření atmosférou. K měření vlastností sněhu s využitím DPZ se rovněž využívá pasivní mikrovlnné záření. Principiálně jde o měření odraženého slunečního záření či záření emitovaného daným objektem. Metodu pasivního mikrovlnného záření tak lze využít k měření výšky sněhové pokrývky, SWE, stavu sněhu (suchý či vlhký) a měření rozsahu sněhové pokrývky. Výhod dat z pasivního mikrovlnného radiometru je více. Mimo množství informací, které lze z dat zjistit, je výhodou také možnost snímání během noci, výsledky nejsou závislé na počasí, jsou dostupné v blízkém časovém horizontu, a proto je lze využívat pro hydrologické předpovědi (DeWalle a Rango, 2008). Využitím GPS pro účely stanovení výšky sněhové pokrývky, její hustoty a odvozeně také SWE se zabýval Jacobson (2010), avšak zatím pouze na úrovni rozboru problematiky a primárních terénních pokusů. Výpočet je odvozen metodou nelineárních nejmenších čtverců. Vstupní data do tohoto algoritmu jsou přímý satelitní signál a signál při povrchu země, odražený od speciálního, vysoce citlivého pozemního reflektoru GPS signálu. Signály jsou přijímány anténou v určité výšce nad sněhovou pokrývkou (Jacobson, 2010).

## 2.4 Metody stanovení hustoty nového sněhu

Hustota nového sněhu se často přepočítává poměrem 10:1, který je definován jako hustota vody v kapalném skupenství (cca.  $1000 \text{ kg m}^{-3}$ ) k hustotě sněhu která se konvenčně odhadovala na  $100 \text{ kg m}^{-3}$ . (Roebber a Breuning, 2002). Judson a Doesken (2000) však uvádí, že využití tohoto poměru je neadekvátní, jelikož hustota nového sněhu může nabývat hodnot od 10 do  $350 \text{ kg m}^{-3}$ ). Ačkoliv se v minulosti hustota nového sněhu většinou odvozovala z manuálně měřených dat o výšce sněhu a jeho následným vážením v tuhé či kapalně podobě, Helfricht a kol. (2018) testovali čistě automatickou metodu pro její stanovení. Data v hodinovém kroku o výšce nového sněhu z ultrazvukových sněhoměrů byla doplněna o data SWE z automatických sněhoměrných zařízení. Z těchto dat byla následně vypočtena hustota nového sněhu podle následujícího vztahu č. 4

$$\rho_s = \rho_w \cdot \left( \frac{SWE}{HS} \right)$$

Kde  $\rho_s$  je hustota nového sněhu,  $\rho_w$  je hustota vody (dána konvenčně na  $1000 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$  při  $0^\circ \text{C}$ ), SWE je vodní hodnota sněhu a HS je výška sněhu. Jak již bylo zmíněno výše, hustota nového sněhu je svázána s meteorologickými faktory. Diamond a Lowry (1954) zkoumali vertikální teplotní profil pomocí radiosondy, a zjistili signifikantní závislost ( $r = 0,639$ ) mezi teplotou vzduchu v tlakové hladině 700 mb a hustotou nového sněhu. (Obrázek 6)



Obrázek 6: Závislost hustoty nového sněhu na teplotě vzduchu v tlakové hladině 700 milibarů  
(Zdroj: Diamond a Lowry, 1954)

Judson a Doesken (2000) zjistili korelaci ( $r = 0,52$ ) mezi přízemní teplotou a hustotou nového sněhu na horských stanicích, což je podobná hodnota korelačního koeficientu, ke kterému dospěli i Diamond a Lowry (1954). Wetzel a kol. (2004), kteří využívali k odhadování hustoty nového sněhu data o teplotě vzduchu ze třech různých vysokohorských meteorologických sítí, došli ke stejné hodnotě korelačního koeficientu, přičemž pro odhad hustoty nového sněhu využívali jednoduchý lineární vztah č. 5

$$\rho_s = 0,16 + 0,0008 T$$

Kde  $\rho_s$  je hustota nového sněhu a  $T$  je průměrná teplota vzduchu během sněžení. Alcott a Steenburg (2010), zjistili, že hustota nového sněhu koreluje s teplotou a rychlostí větru v tlakové hladině (650 mb) v úrovni hřebenových poloh Rocky Mountains v Utahu, zejména pak při srážkových událostech vykazujících vyšší vodní hodnotu sněhu. Meisterovi (1985) se zpočátku nepodařilo prokázat závislost hustoty nového sněhu na teplotě, a proto byla rovnice parametrizace upravena tak, aby zahrnovala i teplotu vzduchu z předešlého dne. Takto upravený vztah již vykazoval hodnotu koeficientu determinace ( $r^2$ ) = 0,85 a jeho tvar vypadal následovně. Vztah č.6

$$\rho_s = 545 (5 - T_a)^{-1,15} + 50$$



$\rho_s$  zde představuje hustotu nového sněhu a  $T_a$  průměrnou teplotu vzduchu. Dále se Meisterovi (1985) nepodařila prokázat závislost hustoty nového sněhu na výšce nového sněhu, a poukazuje na důležitost zahrnutí vlivu větru u stanic nad 1800 m n.m., čehož využili Jordan a kol. (1999). Ti obohatili Meisterovu (1985) parametrizaci o vliv rychlosti větru, čímž se povedlo snížit výslednou chybu. Výsledkem je exponenciální funkce, která omezuje maximální hustotu nového sněhu na  $500 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ . Výsledný vztah č. 7 pro výpočet hustoty nového sněhu má následující tvar

$$\rho_s = 500 [1 - 0,951 \exp(-1,4 (278,15 - T_a)^{-1,15} - 0,008 U_{10}^{1,7})]$$

pro  $260,15 \text{ K} < T_a \leq 275,65 \text{ K}$ , nebo

$$\rho_s = 500 [1 - 0,904 \exp(-0,008 U_{10}^{1,7})]$$

pro  $T_a \leq 260,15 \text{ K}$

kde  $T_a$  je teplota ve 2 m nad zemským povrchem v kelvinech a  $U_{10}$  je rychlost větru ve výšce 10 m nad zemským povrchem v  $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ .

Hedstrom a Pomeroy (1998) využívali pro účely měření a modelování intercepce v boreálních lesích k výpočtu hustoty nového sněhu následující vztah č. 8

$$\rho_s = 67,92 + 51,25 e^{(T_a/2,59)}$$

kde  $T_a$  je okolní teplota ( $^{\circ}\text{C}$ ). Koeficient determinace ( $r^2$ ) této rovnice vykazoval hodnotu 0,84. Lehning a kol. (2002) zahrnuli do výpočtu hustoty nového sněhu celkem čtyři klimatické faktory, kterými byly teplota vzduchu ve 2 m nad zemským povrchem, přízemní teplota, relativní vlhkost vzduchu a rychlost větru. Výsledný parametrizovaný vztah č. 9 má následující tvar

$$\rho = 70 + 6,5 T_A + 7,5 T_{SS} + 0,26 R_H + 13 V_W - 4,5 T_A T_{SS} - 0,65 T_A V_W + 0,17 R_H V_W + 0,06 T_A T_{SS} R_H$$

Kde  $T_A$  je teplota vzduchu,  $T_{SS}$  je přízemní teplota vzduchu,  $R_H$  je relativní vlhkost vzduchu a  $V_W$  je rychlost větru. Hodnota dosaženého koeficientu determinace ( $r^2$ ) je rovna 0,83. Autoři

ovšem zdůrazňují, že uvedený vztah je přesný pro 30-60 minutové časové intervaly, nikoliv pro celodenní srážkové úhrny. S teplotou vzduchu, relativní vlhkostí vzduchu a rychlostí větru počítali také Schmucki a kol. (2014), kteří počítali hustotu nového sněhu pomocí modelu SNOWPACK. Vionnet a kol. (2012) využili pro výpočet hustoty nového sněhu v modelu CROCUS data o rychlosti větru a teplotě vzduchu v blízkosti zemského povrchu. Výsledný vztah č. 10 má následující tvar

$$\rho_s = 109 + 6 (T_a - T_{fus}) + 26 U^{1/2}$$

Kde  $T_a$  je teplota vzduchu,  $T_{fus}$  je teplota tání vody a  $U$  je rychlost větru. Z výsledné hustoty nového sněhu a z vypočteného srážkového úhrnu je následně počítána mocnost nové sněhové pokrývky. Helfricht a kol. (2018) se zabývali využitelností automaticky měřených dat o výšce sněhu a jeho vodní hodnotě k výpočtu hustoty nového sněhu na čtyřech stanicích ve východních Alpách. Na těchto datech byly následně aplikovány všechny uvedené parametrizace, přičemž většina z nich měla tendenci k systematickému nadhodnocení hustoty nového sněhu. Autoři však zmiňují, že díky náchylnosti automatických sněhoměrů k chybám nemusí být jejich výsledky zcela přesné. Mair a kol. (2014) navrhli metodický koncept pro odhad kapalných a pevných srážek za použití běžně dostupných meteorologických parametrů (ESOLIP). Koncept je testován na dvou standardně vybavených meteorologických stanicích v Alpách. Koncept sestává ze třech hlavních kroků, přičemž jako první se dle relativní vlhkosti vzduchu a krátkovlnné solární radiace dělí srážky na kapalně či pevné. Ve druhé fázi se srážky kvantifikují a ve třetí fázi se počítá hustota nového sněhu z již uvedených parametrizací. Ve srovnání se sněhoměrným polštářem vykázala metoda příznivé výsledky, přičemž ve srovnání s vyhřívaným srážkoměrem byly výsledky daleko lepší. Ve výsledku se jako nejlepší parametrizace ukázala ta od Jordana kol. (1999). Autor metodu prezentuje jako finančně nenákladnou, především díky absenci drahých sněhoměrných zařízení, v čemž vidí její největší potenciál.

Z kapitoly o měření zimních srážek je patrné, že srážky ze samotného vyhřívaného ombrometru jsou velmi podhodnocené kvůli větru a využití větrného štítu není vždy příliš efektivní, a to především v horských oblastech, kde je vliv větru větší. Pokud je známa výška nového sněhu, která se dá zjistit pomocí ultrazvukového sněhoměru, jehož pořízení není příliš finančně náročné ve srovnání se sněhoměrem měřícím SWE, je možno pomocí znalosti základních meteorologických parametrů odhadnout hustotu sněhu, a tedy odhadnout zásoby vody v krajině. Pokud se na dané stanici nachází měření výšky sněhu, srážkoměr a navíc

měření základních meteorologických parametrů, lze tak doplněním o data ze srážkoměru lépe odhadnou úhrn zimních srážek.

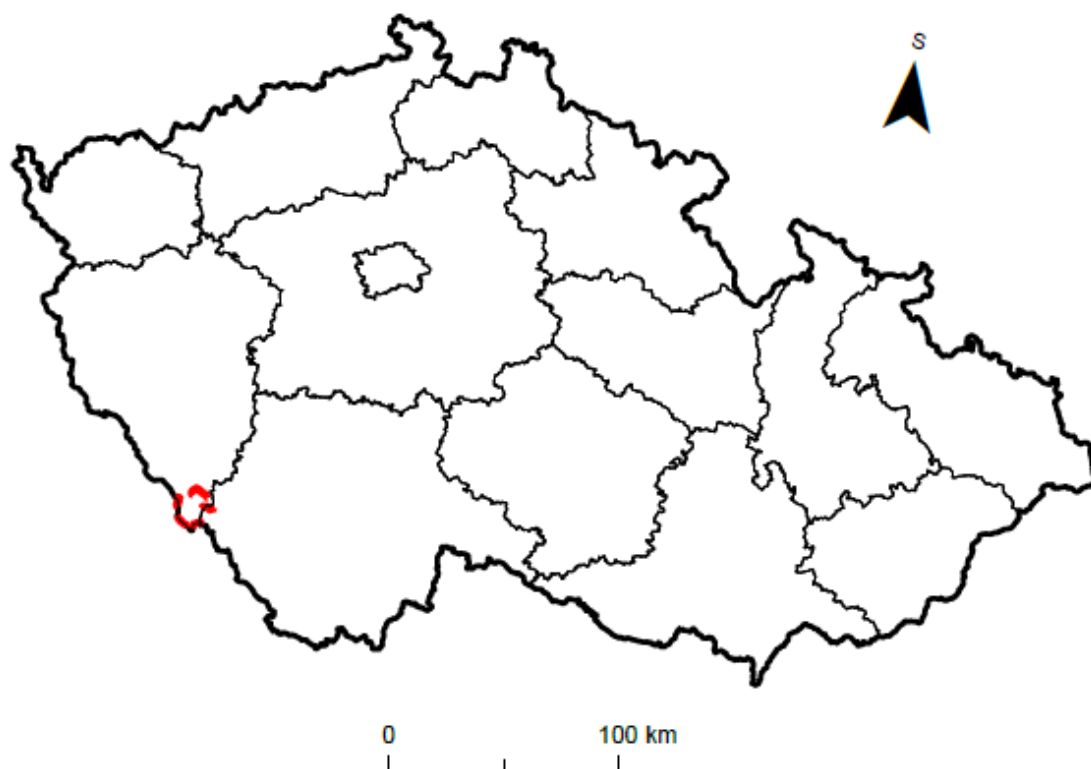
### **3. Materiál a metody**

#### **3.1 Fyzicko-geografická charakteristika zájmového území**

##### **3.1.1 Vymezení zájmového území**

Povodí Vydry je území o rozloze 156 km<sup>2</sup> v centrální části Šumavy, přičemž 1,6 % rozlohy leží na území Bavorska. Území se rozprostírá západně od obce Kvilda, jižně od obce Rejštejn, jihovýchodně od Prášil a severně od bavorské vesničky Waldhäuser. Vymezení zájmového území v rámci Česka znázorňuje obrázek 7. Nejvýchodnější bod území se nachází na vrcholu Přílba (1219 m n. m.), která se nachází přibližně 2 km západním směrem od obce Nové Hutě a pramení zde Hamerský potok, který je zároveň nejdelším pravostranným přítokem řeky Vydry. Nejsevernějším bodem povodí Vydry je její soutok s Křemelnou v nadmořské výšce 629 m. Nejzápadnějším bodem území je bezejmenný vrch v Bavorsku, který se nachází kilometr na severozápad od pramene Javořího potoka. Hranice povodí se dále táhne na jih až jihovýchod, přičemž vede víceméně po státní hranici až na nejjížnější cíp území. Nejjížnějším, a zároveň nejvyšším bodem povodí je hora Luzný, která je se svými

1373 m n. m. zároveň nejvyšším bodem celého zájmového území. Přibližně 500 metrů severozápadním směrem přímo na státní hranici pramení Luzenský potok, který teče dále a sever. Po třech kilometrech vzniká soutokem s Březnickým potokem Modravský potok, který je jednou z 2 hlavních zdrojnic řeky Vydry. Modravský potok dále pokračuje sedm kilometrů severně až do obce Modrava, kde zleva přitéká Roklanský potok, a vzniká tak řeka Vydra. Řeka pokračuje dále na sever, kde se u Antýglu začne stáčet mírně na západ a u Čeňkovy pily po soutoku s Křemelnou vzniká Otava.

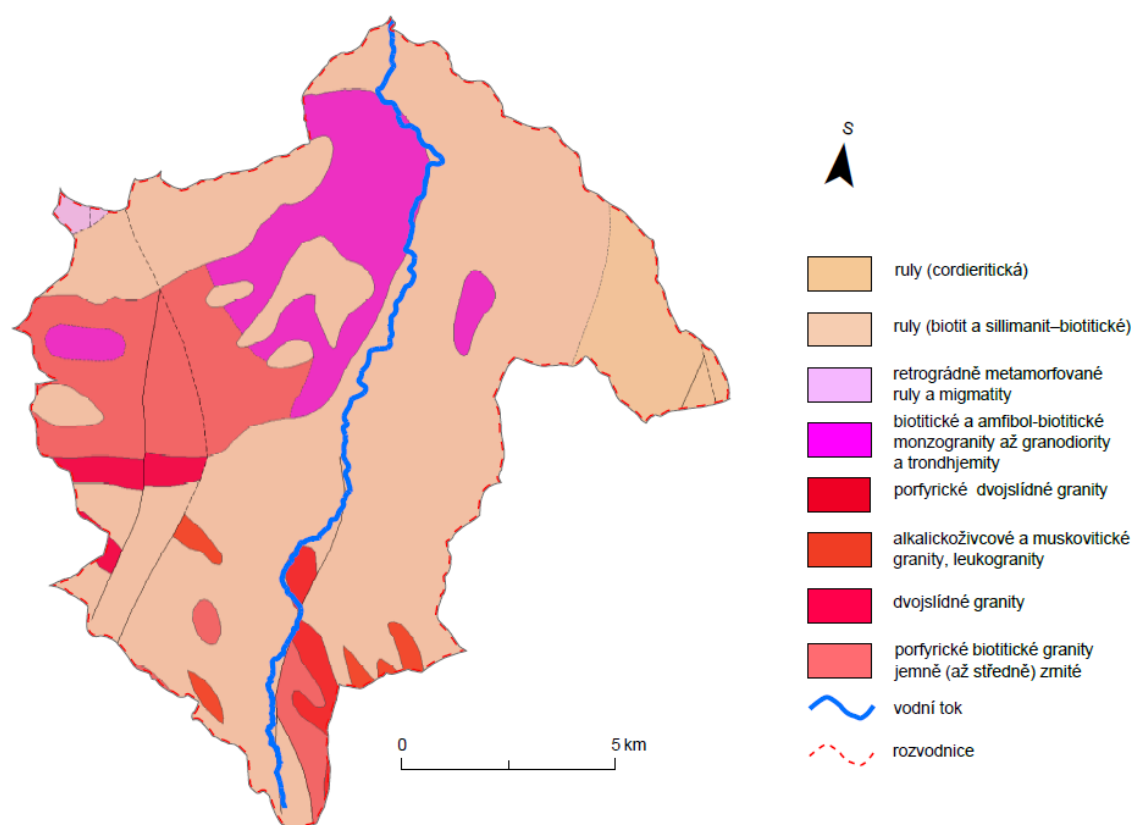


*Obrázek 7: Vymezení zájmového území v měřítku České republiky (Dibavod, ArcČR 500, ČÚZK, zpracování vlastní).*

### 3.1.2 Geologické poměry

Šumava je tvořena šumavskou větví moldanubika, což je rozsáhlý horninový komplex proterozoického stáří, vystupující v jižní části Českého masívu. Moldanubikum je tvořeno většinou silně metamorfovanými a hlubinnými horninami a jedním z jeho základních charakteristických rysů je četný výskyt variských granitoidních plutonů. Podstatná část Šumavy je budována silně metamorfovanými horninami (krystalické břidlice, migmatity, pararuly) a hlubinnými vyvřelinami ve formě granitů, což jsou silikátové horniny chudé na vápník a hořčík, díky kterým jsou zdejší půdy kyselé. V údolích vodních toků se nachází především holocénní sedimenty, tedy hlíny, písky a štěrky. Údolí Vydry tvoří zlomová linie, která tvoří hranici mezi výskytem žuly na straně levé a výskytem pararuly na straně pravé (Svoboda, 1964; Mentlík, 2005, Štelcl a Vávra, 2007).

Většina povodí řeky Vydry je tvořena moldanubickými rulami, a to především biotitickými a silimanit-biotitickými, které pochází z dob prekambria. Na jihovýchodě a západě území se vyskytují granity, které na severozápadě přechází v monzogranity a granodiority. Vodní toky jsou lemovány především fluvialními sedimenty písčitého, štěrkového či hlinitého charakteru, v rovinnatých a dlouhodobě podmačených místech se na podloží z nezpevněných sedimentů tvoří slatiniště a rašeliniště. Geologickou stavbu území znázorňuje obrázek 8.



Obrázek 8: Geologická stavba povodí Vydry (Dibavod, ArcČr 500, Geologická mapa ČR 1:50 000 a 1:500 000, zpracování vlastní)

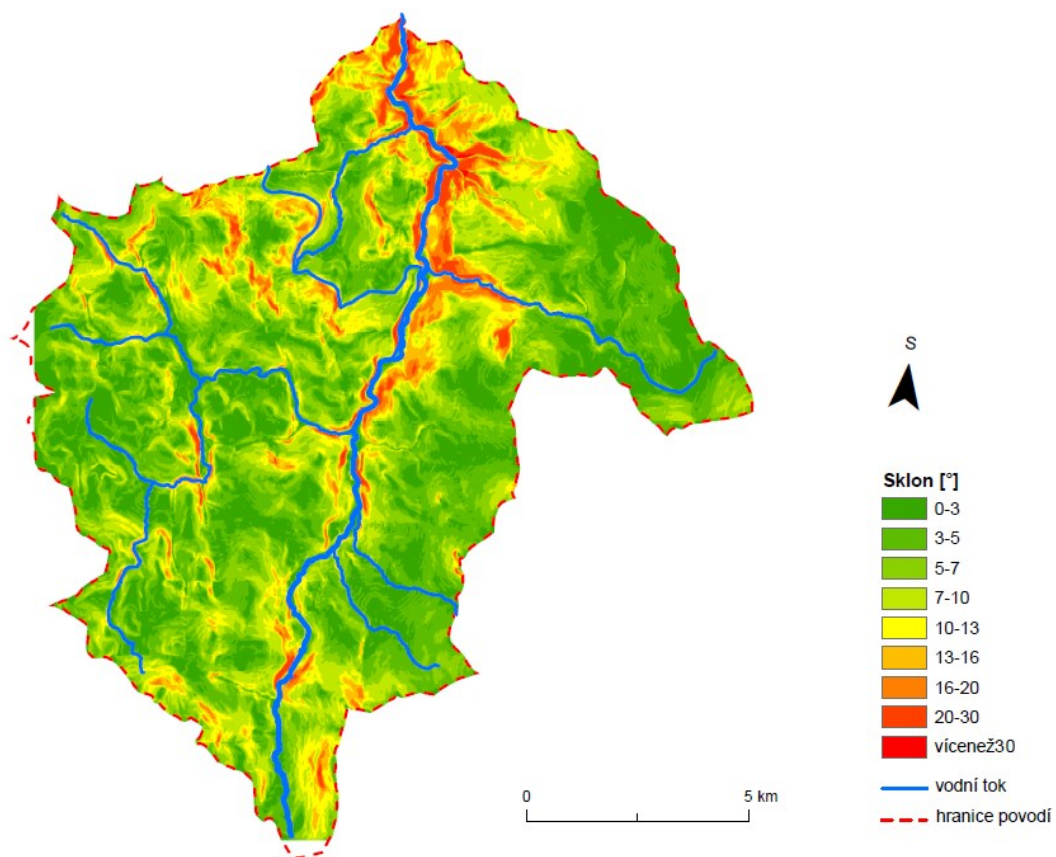
### 3.1.3 Geomorfologické poměry

Zařazení povodí řeky Vydry do systému geomorfologického členění je k vidění v následující tabulce č. 2.

Systém	Hercynský
Subsystém	Hercynská pohoří
Provincie	Česká vysočina
Subprovincie	Šumavská
Oblast	Šumavská hornatina
Celek	Šumava
Podcelek	Šumavské pláně
Okrsek	Kvildské pláně Svojšská hornatina

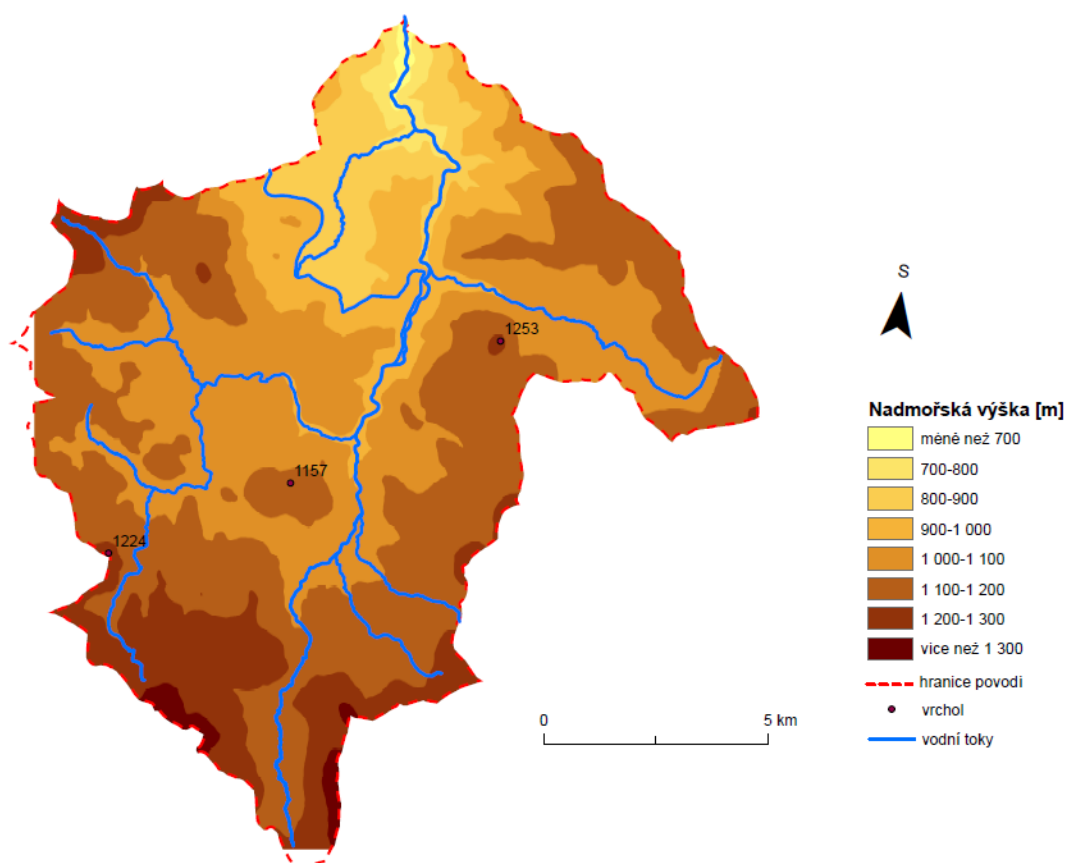
*Tabulka č.2: Zařazení povodí řeky Vydry do systému geomorfologického členění podle Balatky a Kalvody (Zdroj: Balatka a Kalvoda, (2006), zpracování vlastní)*

Průměrný sklon povodí Vydry je 4,75°, přičemž mírně ukloněný povrch o sklonitosti do 7° se na celkové rozloze podílí přibližně 70 % (Obrázek 9). Naopak svahy o sklonu větším než 15° jsou vázány především na údolní srázy vodních toků. Svůj největší podíl zaujímají na severu území v místě, kde se údolí Vydry nejvíce zařezává do okolního zarovnaného povrchu v místě zlomové linie. Průměrná nadmořská výška povodí činí 1157 m, přičemž nad hranicí 1000 m n. m. leží jeho převážná většina. Největší nadmořské výšky dosahuje povodí v oblasti hlavního šumavského hřebene, kudy zároveň prochází státní hranice na jihu a jihozápadě území (Obrázek 10).



Obrázek 9: Sklonitost svahů v povodí Vydry (Dibavod, ArcČr500, ČÚZK, zpracování vlastní)





Obrázek 10: Výškové poměry v povodí Vydry (Dibavod, ArcČr500, ČÚZK, zpracování vlastní)

### 3.1.4 Půdní poměry

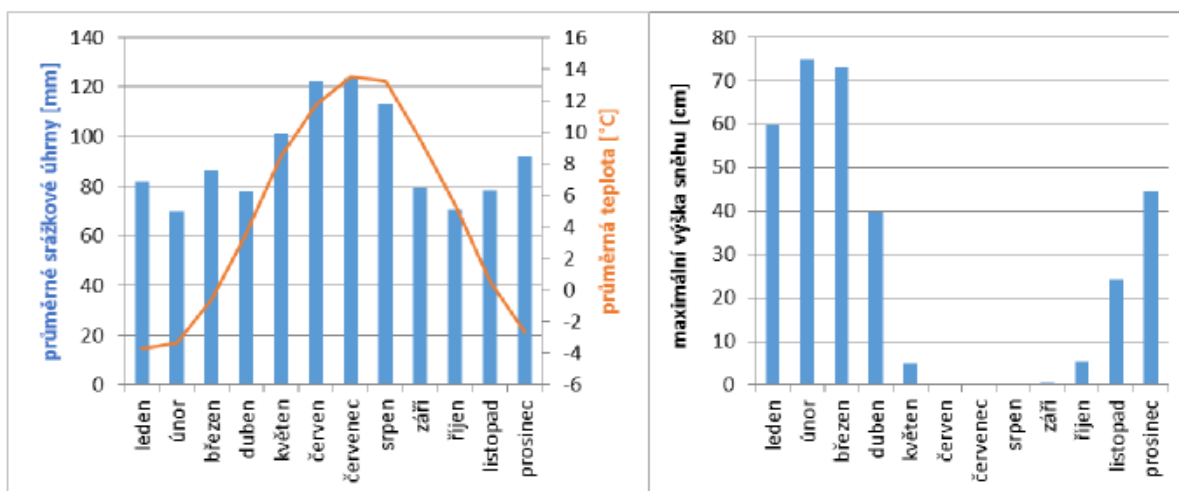
Na Šumavě obecně převládají kyselé půdotvorné substráty. Zatímco v nižších polohách v nadmořských výškách do 800 m se vyskytují především kambizemě v souvislejších celcích. Výškový stupeň od 1000 do 1200 m n. m. je tvořen z převážné většiny kryptopodzoly, nad 1200 m n. m. se uplatňují především podzoly. Na exponovanějších terénních elevacích se vyskytují rankrery. V místech terénních depresí a okolí vodních toků, kde bývají půdy periodicky povrchově podmáčeny se vyskytují semihydromorfní typy půd, jako jsou pseudogleje, stagnogleje, gleje a fluvizemě (Národní park Šumava [online]. [cit. 2018-07-15]. Dostupné z: <http://www.npsumava.cz/cz/1267/sekce/pedologie/>).

V horní pramenné oblasti řeky Vydry nad Modravou dominují kombinace hydromorfních a organozemních půdních typů plochých a akumulčních poloh, přičemž díky rozdílným

svažitostem a orientacím svahů v nich panuje významná heterogenita. Je pro ně typická větší skeletovitost (25 – 50 %), nízký stupeň vývoje a mělký až středně hluboký půdní profil (cca. 60 cm) (Šefrna, 2004). Dle mapy půdních typů 1 : 1 000 000 v jihovýchodní, střední a severní části povodí dominují podzoly a kryptopodzoly, organozemě lze ve větší míře nalézt ve východní až severovýchodní a dále jihozápadní části povodí. (Česká geologická společnost).

### **3.1.5 Klimatické poměry**

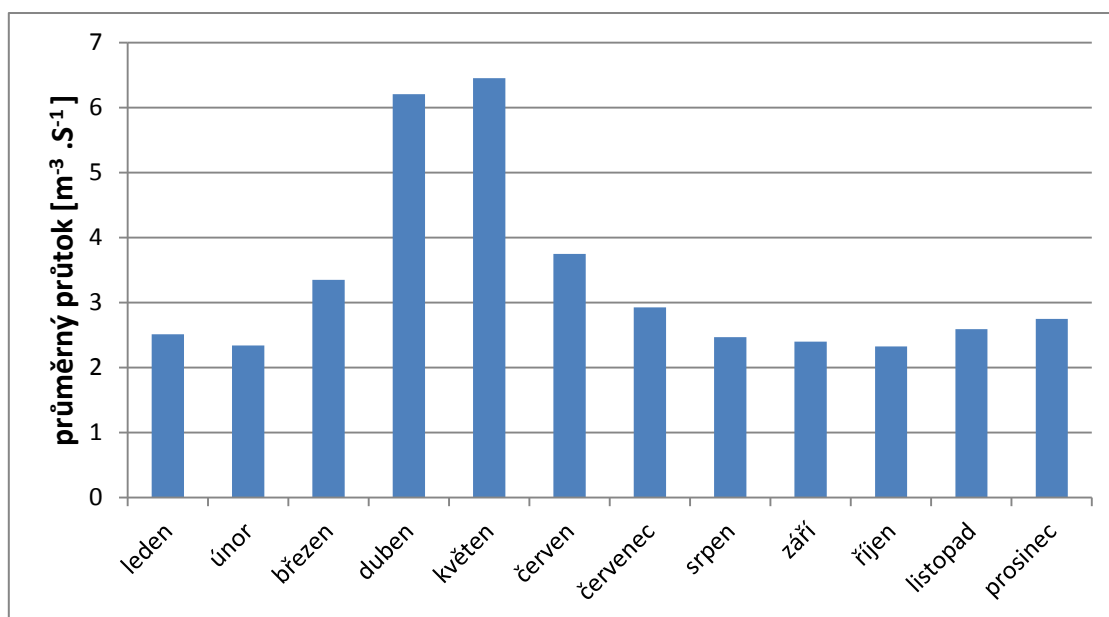
Zájmové území spadá podle Quittovy klasifikace do chladné oblasti a podle Köppenovy klasifikace se vyšší oblasti povodí Vydry řadí do kategorie subarktického klimatu, zatímco níže položené oblasti spadají do kategorie vlhkého kontinentálního podnebí (Tolasz a kol. 2007). Nejbližší meteorologická stanice v blízkosti zájmového území, z níž se dala využít data pro vytvoření klimatických charakteristik, byl Churáňov, který se od Modravy nachází přibližně 10 km na severovýchod, a jejímž provozovatelem je ČHMÚ. Stanice se nachází v nadmořské výšce 1118 m n. m., a proto je se zájmovým územím relativně srovnatelná. Období použité pro sestavení časových řad je od roku 1961 do roku 2017. Ročně zde průměrně spadne 1095 mm srážek, přičemž nejvyšší úhrny jsou registrovány v červnu a červenci, kdy průměrné hodnoty překračují 120 mm (Obrázek 11). Nejsuššími měsíci jsou říjen a únor, kdy se srážkové úhrny průměrně pohybují okolo 70 mm. Nejteplejším měsícem je červenec s průměrnou teplotou 13,5 °C, zatímco nejchladnějším měsícem je leden s průměrnou teplotou -3,7 °C. Průměrně nejvyšší sněhová pokrývka (Obrázek 11) je zde registrována v únoru s hodnotou 75 cm, avšak v březnu roku 1988 zde ležely rovné 2 m sněhu. Z dlouhodobého pohledu je stanice na Churáňově oproti hlavnímu šumavskému hřebenu srážkově podhodnocená, a to především díky závětrnému efektu.



Obrázek 11: Průměrné srážky, průměrná teplota (vlevo) a průměrná maximální výška sněhu (vpravo) na Churáňově v letech 1961 – 2017 ( Zdroj: ČHMÚ, zpracování vlastní )

### 3.1.6 Hydrologické poměry

Povodí Vydry má rozlohu 156 km<sup>2</sup> a náleží do úmoří Severního moře. Délka rozvodnice činí 68,5 km, zatímco délka toku činí 21,9 km. Pro sestrojení grafu průměrných měsíčních průtoků bylo využito dat ze stanice na Modravě, přičemž byla využita data z let 1961 – 2017 (Obrázek 12). Průměrně nejnižší průtoky jsou v únoru, což je dáno tím, že je nejvíce srážek fixováno na sněhovou pokrývku, a zároveň to koresponduje s faktem, že je únor nejsušší měsíc. Největších průtoků je dosahováno v měsíci dubnu a květnu, a to jednak kvůli tajícímu sněhu ze sněhové pokrývky a jednak kvůli jarním srážkám. Měsíce duben a květen jsou tak z hlediska průtoku abnormálně vysoké, přičemž průtok vzrůstá nad 6 m<sup>-3</sup> · s<sup>-1</sup>. Průtok se v létě dále vrací pod 4 m<sup>-3</sup> · s<sup>-1</sup> a koncem léta a začátkem podzimu klesá pod 2,5 m<sup>-3</sup> · s<sup>-1</sup>, přičemž s příchodem zimy průtok jen nepatrně vzrůstá k 3 m<sup>-3</sup> · s<sup>-1</sup> v prosinci. Průměrný roční průtok na Modravě ve sledovaných letech činí 3,3 m<sup>-3</sup> · s<sup>-1</sup>.



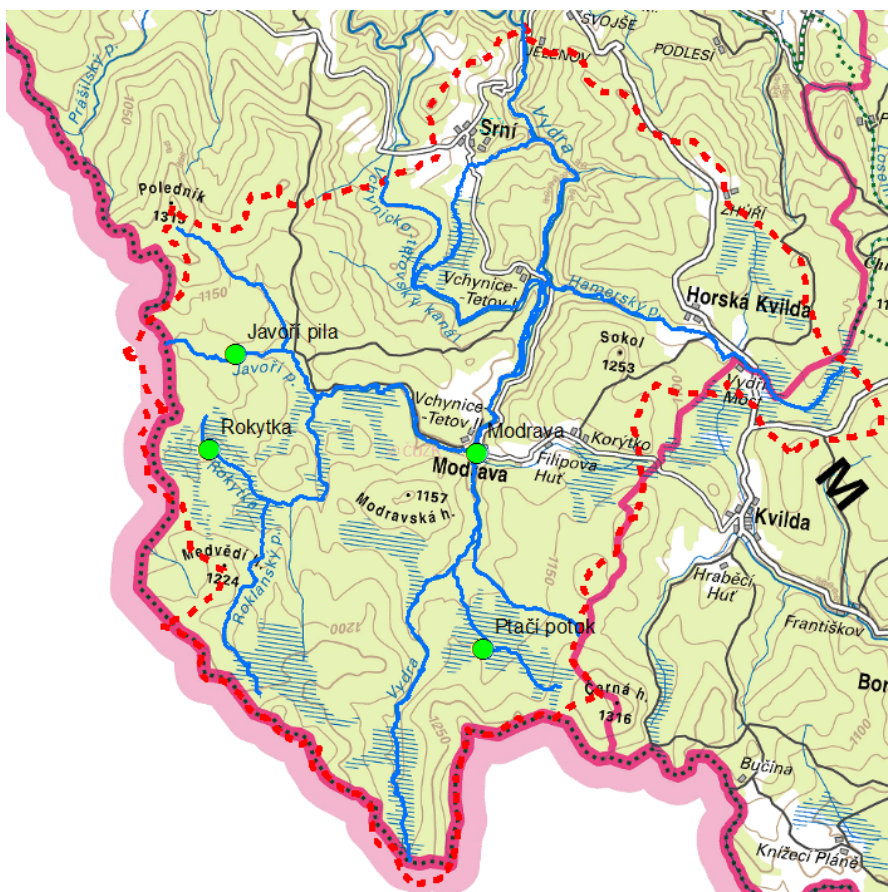
Obrázek 12: Průměrný průtok v profilu Modrava-Vydra v období 1961-2017. (Zdroj: ČHMÚ, zpracování vlastní)

### 3.1.7 Krajinový pokryv

Převládající část zájmového území tvoří biotop horských smrčín, přičemž jsou na velké ploše zájmového území poškozeny lýkožroutem smrkovým. Horské smrčiny jsou zde tvořeny smrkem ztepilým v doprovodu jeřábu ptačího. V nadmořských výškách pod 1200 m se místy vyskytují acidofilní bučiny, které se vyznačují výskytem smrku ztepilého a buku lesního s menším zastoupením jedle bělokoré a javoru kleny. Veliká část těchto acidofilních bučin byla ovšem v minulosti vykácena a nahrazena smrkovými monokulturami (Národní park Šumava, 2018).

## 3.2 Použitá data

Data použita pro účely této práce byla naměřena sněhoměrnými stanicemi na čtyřech Šumavských lokalitách (viz Obrázek 14), přičemž tři z těchto stanic provozuje KFGG Přf UK a jednu (Javoří pila) provozuje ČHMÚ. Naměřená data z těchto stanic jsou mezi oběma institucemi navzájem vyměňovány za účelem korekce dat a přesnějšího monitoringu distribuce sněhu či vodních zásob v povodí. Nejdelší časová řada dat byla k dispozici ze stanice na Modravě (Modravský potok), kde byly sněhoměrné váhy pro měření SWE a ultrazvukový sněhoměr pro měření výšky sněhu instalovány v prosinci roku 2012. Z ostatních třech stanic byla data k dispozici shodně od listopadu 2015, přičemž stanice na Rokytce a na Javoří pile disponují sněhoměrnými polštáři a na Ptačím potoce je využito sněhoměru, který měří elektrickou impedanci (SPA). Na Modravě se mimo vlastnosti sněhu měří také rychlost a směr větru, ale i solární radiace, zatímco ostatní využívané stanice se omezují pouze na zmiňované vlastnosti týkající se sněhové pokrývky. Samotné stanice poskytují data v 10 minutovém kroku, avšak pro účely této práce byla za adekvátní považována data v kroku hodinovém, jelikož je s nimi snazší manipulace. Pouze v případě Ptačího potoka byla k dispozici data v denním kroku.



Obrázek 13: Poloha sněhoměrných stanic v rámci zájmového území (Zdroj: ČÚZK, ArcČr 500, zpracování vlastní)

### 3.3 Zpracování a analýza dat

Data v hodinovém kroku byla analyzována v prostředí MS Excel, přičemž bylo vybráno dohromady 54 srážkových událostí, které plnily následující kritéria. Teplota vzduchu musela být po celou dobu trvání události pod bodem mrazu, aby se výrazně eliminovalo nebezpečí ovlivnění sněhové pokrývky srážkami v kapalném skupenství. Dalšími podmínkami byla minimální výška sněhu napadeného v průběhu této události 10 cm o vodní hodnotě minimálně 10 mm. Tato dvě kritéria byla definována proto, aby došlo k výběru reálné srážkové události, a ne jen pouhé tvorbě převějí či nejistotám způsobeným samotnými přístroji. Každá událost byla charakterizována přesným časovým rozpětím, v němž se odehrála, průměrnou teplotou a vlhkostí vzduchu, přírůstkem výšky sněhu a SWE, a v případě

Modravý také průměrnou rychlostí větru. Z každé události byla vypočtena hustota nového sněhu na základě jeho výšky a vodní hodnoty podle vztahu č. 10.

$$\rho_s = \rho_w \cdot \left( \frac{SWE}{H_{sn}} \right)$$

Kde  $\rho_s$  je hustota nového sněhu,  $\rho_w$  je hustota vody (dána konvenčně na  $1000 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$  při  $0^\circ\text{C}$ ), SWE je vodní hodnota sněhu a  $H_{sn}$  je výška nového sněhu.

Jednoduché lineární regrese a výpočty korelačních koeficientů byly prováděny v software RStudio. K ověření normality rozdělení analyzovaných datových souborů posloužil Shapírov-Wilkův test. Jelikož pro soubory teplot ani vlhkostí vzduchu nebyla normalita na 5% hladině významnosti prokázána, byl pro zjištění závislosti hustoty nového sněhu na daných meteorologických faktorech zvolen Spearmanův koeficient pořadové korelace, jehož použití na rozdíl od Pearsonova korelačního koeficientu normální distribuci dat nevyžaduje. Následně byly do vypočtené rovnice regresní přímky dosazovány hodnoty proměnné, tedy teploty vzduchu, z nich byla vypočítána modelová hustota nového sněhu, která byla společně s naměřenou výškou nového sněhu využita k převedení na SWE, respektive na vodní sloupec zimních srážek, k čemuž bylo využito vztahu č. 11.

$$SWE = \frac{(\rho_s \cdot H_{sn})}{\rho_w}$$

Kde  $\rho_s$  je vypočtená hustota nového sněhu,  $H_{sn}$  je výška nového sněhu a  $\rho_w$  je hustota vody v kapalném skupenství (cca.  $1000 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ ). Takto vypočtené zimní srážky byly porovnány s daty, které na Modravě paralelně měřily sněhoměrné váhy a ombrometr.

Finální fází popsané studie je pokusit se odhadnout zimní srážky pomocí odhadu hustoty nového sněhu, přičemž rovnice regresní přímky byla odvozena na základě jednoduché regresní analýzy popsané v předešlé podkapitole (4.2). Výsledná rovnice regresní přímky má následující tvar (vztah č. 11)

$$y = 0,0068 \cdot x + 0,1567$$

kde  $y$  je hustota nového sněhu a  $x$  je teplota vzduchu. Pro výpočet zimních srážek byla využita data z meteorologické stanice na Modravě, na které se kromě výšky sněhu a SWE měří také srážky pomocí vyhřívaného ombrometru. Výpočty probíhaly na denních datech ze zimních sezón 2016 (1. 11. 2015 - 31. 3. 2016) a 2017 (1. 11. 2016 – 23. 3. 2017), přičemž data denní vznikla agregací dat hodinových do 24hodinových intervalů. V první řadě bylo nutno vypočítat výšku sněhu a SWE pro každý den, přičemž odečet proběhl vždy v závěru dne. Dále byla vypočtena průměrná teplota vzduchu z 24 hodinových hodnot. Srážkové úhrny z ombrometru byly agregovány do denních dat jako součet všech hodinových hodnot. V dalším kroku byla na základě dosazení průměrné denní teploty do výše popsané rovnice regresní přímky vypočtena modelová hustota nového sněhu, která byla pomocí vztahu 9 převedena na SWE, což odpovídá zimním srážkám padajícím ve formě sněhu. Pro SWE měřené sněhoměrnými váhami, zimní srážky vypočtené pomocí regresního vztahu a pro vyhřívané srážkoměry na Modravě a Filipově Huti byly sečteny všechny kladné přírůstky sněhu a byly vyneseny do grafu, který vyjadřuje jejich postupnou kumulaci v průběhu zimních sezón 2016 a 2017. Srážky odvozené pomocí výpočtu ovšem odpovídají pouze srážkám ve formě sněhu, které navíc musí spadnout výhradně při záporných průměrných denních teplotách. Proto byly vypočtené denní srážkové úhrny doplněny kapalnými srážkami z ombrometru, které probíhaly při kladných průměrných denních teplotách vzduchu

Krabicové diagramy byly vytvořeny v prostředí RStudio a ostatní grafy v prostředí MS Excel. Veškeré mapové výstupy v podkapitole 3.1 pak byly realizovány v ArcMap 10.4..



## 4. Výsledky

### 4.1 Zhodnocení srážkových událostí

Charakteristiku jednotlivých sněhových událostí využitých k analýze shrnuje tabulka 3 (Události jsou řazeny dle data a lokality).

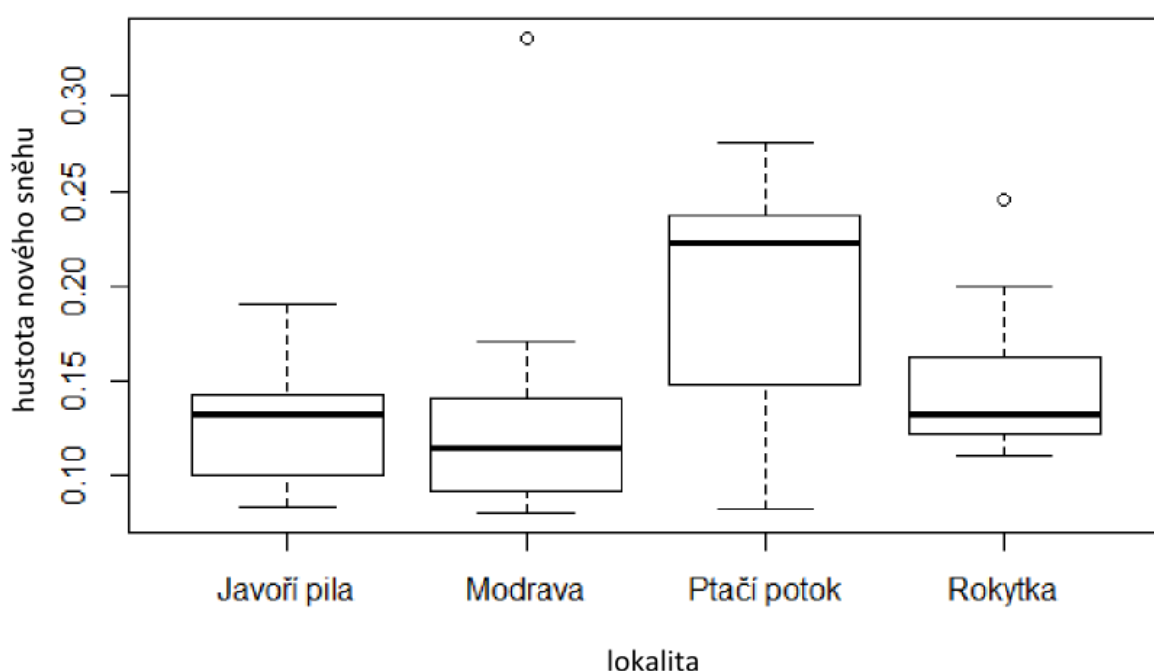
datum			výška nového sněhu [cm]	SWE [mm]	hustota nového sněhu [g.cm-3]	průměrná teplota vzduchu [°C]	průměrná vlhkost vzduchu [%]	lokalita
den	měsíc	rok						
29	11	2015	12	19	0,16	-1,54	96,78	Javoří pila
4.-5.	1	2016	12	15	0,13	-2,40	95,68	Javoří pila
12.-14.	1	2016	46	85	0,18	-1,82	97,95	Javoří pila
15.-16.	1	2016	15	19	0,13	-5,04	96,13	Javoří pila
4	2	2016	19	27	0,14	-3,41	96,34	Javoří pila
10.-11.	2	2016	19	25	0,13	-2,83	96,50	Javoří pila
20	2	2016	18	24	0,13	-1,79	95,37	Javoří pila
29	2	2016	11	10	0,09	-1,88	97,11	Javoří pila
10	11	2016	10	14	0,14	-0,97	97,35	Javoří pila
24-25	12	2016	10	19	0,19	-0,42	97,74	Javoří pila
4	1	2017	12	16	0,13	-5,18	95,53	Javoří pila
11. 12.	1	2017	12	14	0,12	-5,92	94,96	Javoří pila
12.-13.	1	2017	12	10	0,08	-3,27	95,61	Javoří pila
13	1	2017	16	15	0,09	-4,87	95,09	Javoří pila
13.-14.	1	2017	11	16	0,15	-5,27	94,75	Javoří pila
15	1	2017	13	11	0,08	-6,86	94,52	Javoří pila
6	3	2017	11	15	0,14	-0,90	96,85	Javoří pila
18	4	2017	10	10	0,10	-1,99	93,54	Javoří pila
4.-5.	1	2016	11	14	0,13	-2,26	97,93	Rokytká
12.-13.	1	2016	50	87	0,17	-1,50	97,44	Rokytká
15	1	2016	20	24	0,12	-4,68	97,57	Rokytká
4.-5.	2	2016	13	18	0,14	-3,48	96,65	Rokytká
10.-11.	2	2016	22	29	0,13	-3,12	90,75	Rokytká
20	2	2016	11	27	0,25	-1,48	97,51	Rokytká
25	12	2016	13	26	0,20	-0,33	96,46	Rokytká
4.-6.	1	2017	35	41	0,12	-7,73	95,64	Rokytká

11.-12.	1	2017	22	27	0,12	-3,62	97,81	Rokytkka
13.-15.	1	2017	24	36	0,15	-5,96	97,00	Rokytkka
27.-28.	4	2017	10	11	0,11	-0,97	94,89	Rokytkka
3.-4.	2	2013	30	26	0,09	-2,33	95,25	Modrava
22.-23.	2	2013	10	17	0,17	-8,77	88,78	Modrava
18.-19.	3	2013	13	43	0,33	-1,91	92,80	Modrava
5.-8.	12	2013	27	28	0,10	-2,72	57,02	Modrava
1.-2.	4	2015	24	33	0,14	-1,60	93,51	Modrava
4.-5.	1	2016	12	13	0,11	-1,34	90,26	Modrava
12.-14.	1	2016	27	44	0,16	-1,22	92,13	Modrava
15.-16.	1	2016	10	12	0,12	-3,77	91,48	Modrava
4	2	2016	17	23	0,14	-2,49	91,93	Modrava
10.-11.	2	2016	15	21	0,14	-2,29	91,18	Modrava
15.-16.	3	2016	12	12	0,10	-2,62	90,62	Modrava
3.-5.	1	2017	23	21	0,09	-4,93	93,49	Modrava
13.-14.	1	2017	12	11	0,09	-3,48	91,55	Modrava
15	1	2017	15	12	0,08	-6,08	91,90	Modrava
4.-5.	1	2016	17	14	0,08	-1,97		Ptačí potok
11.-17.	1	2016	65	145	0,22	-4,48		Ptačí potok
4.-5.	2	2016	19	46	0,24	-3,14		Ptačí potok
10.-11.	2	2016	12	33	0,28	-2,96		Ptačí potok
29.-2.	2.-3.	2016	12	30	0,25	-3,75		Ptačí potok
15.-16.	3	2016	15	21	0,14	-3,85		Ptačí potok
10.-11-	11	2016	20	23	0,12	-1,27		Ptačí potok
3.-6.	1	2017	35	54	0,15	-9,48		Ptačí potok
11.-13.	1	2017	18	40	0,22	-3,23		Ptačí potok
13.-15.	1	2017	19	44	0,23	-5,91		Ptačí potok
28.-2.	2.-3.	2017	25	39	0,16	-1,17		Ptačí potok

*Tabulka 3: Charakteristika analyzovaných sněhových událostí (Zdroj: KFGG Přf UK, ČHMÚ, Zpracování vlastní)*

Na obrázku 14 je pomocí krabicového diagramu komplexně znázorněna variabilita hustot nového sněhu na jednotlivých sněhoměrných stanicích. Událost s nejnižší naměřenou hustotou (0,08) pochází z Modravy ze dne 15. 1. 2017 a událost s nejvyšší výslednou hustotou sněhu (0,33) pochází rovněž z Modravy, kde byla zaznamenána 18. - 19. 3. 2013. Stanicí na Javoří pile je registrována průměrně nejnižší hustota nového sněhu, kdežto stanice na Ptačím potoce registruje průměrně nejvyšší hustotu. Z obrázku 15 je patrné, že stanice vybavené sněhoměrnými polštáři či váhami obecně registrují nižší hustoty sněhu než sněhoměr měřící

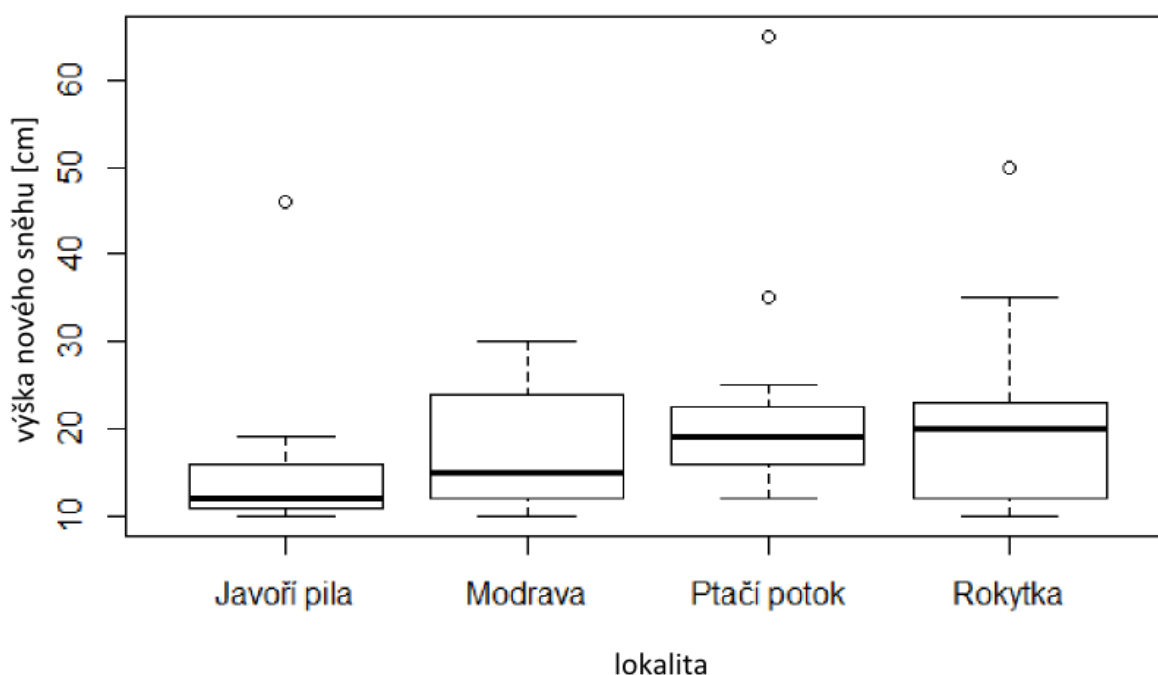
jeho elektrickou impedanci, což může být s velkou pravděpodobností zapříčiněno námrazou, která vzniká na sněhoměrných senzorech. Zatímco na stanicích využívajících sněhoměrné váhy či polštáře se medián hustot nového sněhu nachází na relativně podobných hodnotách, a to cca. 0,11 až 0,14, na stanici Ptačí potok má medián hodnotu 0,22, což znamená, že polovina naměřených hodnot leží nad touto hranicí.



Obrázek 14: Variabilita hustot nového sněhu ze sněhových událostí v průběhu zimních sezon 2013-2018 na jednotlivých sněhoměrných stanicích na Šumavě (Výrazná černá linie uvnitř centrální části diagramu představuje medián, spodní strana pak představuje první kvartil a vrchní strana kvartil třetí. Chybové úsečky vymezují minimální a maximální hodnotu, avšak nesmí překročit jeden a půl násobek kvartilového rozpětí. Prázdné kroužky v horní části grafu představují odlehlé hodnoty.) Zdroj: KFGG Přf UK, ČHMÚ, Zpracování vlastní)

Variabilita výšek nového sněhu napadeného v průběhu sledovaných sněhových událostí je znázorněna na obrázku 15. Spodní chybové úsečky jsou ve všech případech s výjimkou Ptačího potoka omezeny kritérii pro výběr sněhových událostí, tedy minimálně 10 centimetry. Medián má nejmenší hodnotu (12 cm) v případě Javoří pily, zatímco nejvyšší hodnotu má v případě Rokytky (20 cm). Chybnou interpretací by v tomto případě bylo, pokud

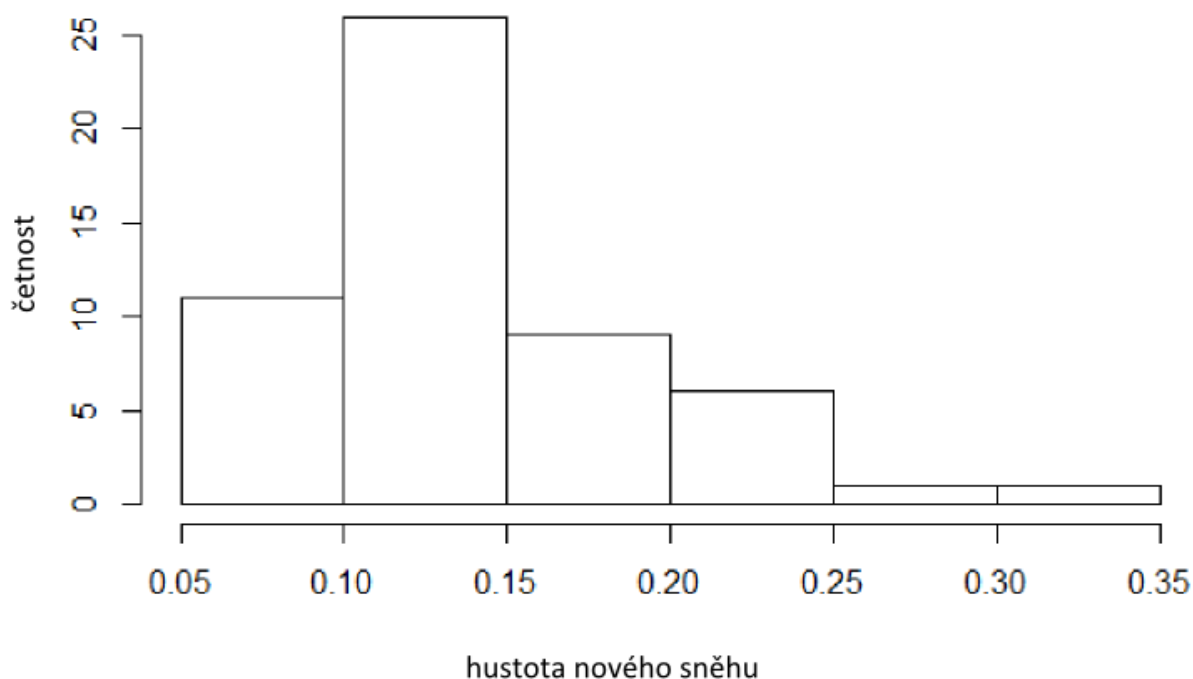
by stanici na Rokytce bylo přisuzováno větší množství sněhových srážek, než stanici na Javoří pile. Krabicový diagram na obrázku 14 ovšem shrnuje mimo jiné 18 sněhových událostí na Javoří pile a 11 událostí na Rokytce, navzdory vzdálenosti obou stanic přibližně 2 kilometry a rozdílu nadmořských výšek zhruba 30 metrů. Rozdíl v počtu sněhových událostí mezi uvedenými stanicemi je způsoben kritérii pro výběr sněhové události, konkrétně maximální přípustnou teplotou vzduchu 0°C. Jedna sněhová událost na stanici Rokytka tak mohla znamenat dvě sněhové události na Javoří pile, jelikož zde teplota v průběhu sněžení slabě vystoupila nad bod mrazu, kdežto na Rokytce nikoliv. Stejný fenomén se týká i zbylých dvou stanic.



Obrázek 15: Variabilita výšek nového sněhu ze sněhových událostí v průběhu zimních sezon 2013-2018 na jednotlivých sněhoměrných stanicích na Šumavě (Výrazná černá linie uvnitř centrální části diagramu představuje medián, spodní strana pak představuje první kvartil a vrchní strana kvartil třetí. Chybové úsečky vymezují minimální a maximální hodnotu, avšak nesmí překročit jeden a půl násobek kvartilového rozpětí. Prázdné kroužky v horní části grafu představují odlehlé hodnoty.) Zdroj: KFGG Přf UK, ČHMÚ, Zpracování vlastní)

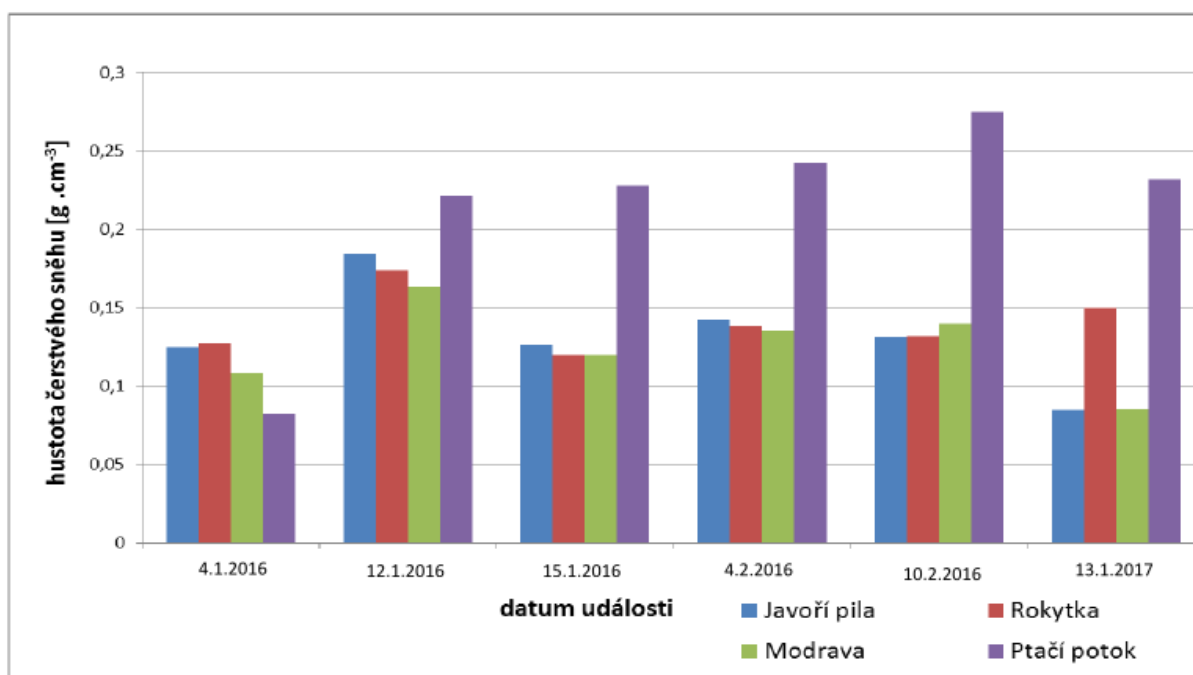
Zatímco na Modravě nebyla ve sledovaném období zaznamenána sněhová událost, při které by nasněžilo více než 30 centimetrů sněhu, aniž by byla přerušena táním, na Rokytce a Ptačím potoce byly takové události dvě a na Javoří pile jedna, což lze do jisté míry přisuzovat

rozdílu nadmořských výšek sněhoměrných stanic, a to i přes to, že výškový rozdíl nejvýše a nejnižší položené stanice činí pouze 140 metrů. Obrázek 16 znázorňuje histogram hustoty nového sněhu všech použitých sněhových událostí.



*Obrázek 16: Histogram pro hustotu nového sněhu při analyzovaných sněhových událostech. (Zdroj: KFGG Přf UK, ČHMÚ, Zpracování vlastní)*

Většina srážových událostí se odehrála na všech či většině stanic zároveň, ačkoliv s jiným průběhem. Obrázek 17 porovnává vybraných 6 sněhových událostí, které se udály na všech sledovaných stanicích zároveň, z hlediska hustoty nového sněhu. S výjimkou situací ze 4. 1. 2016 a 13. 1. 2017 lze vysledovat podobný trend, jako z obrázku 15, tedy že stanice na Ptačím potoce registruje při velkém podílu událostí výrazně větší hustotu sněhu, než je tomu u zbytku stanic, které se od sebe většinou příliš neliší. Data z Ptačího potoka tak pro pochybnosti o nesprávnosti jejich vyhodnocení nebyla využita pro další analýzy.

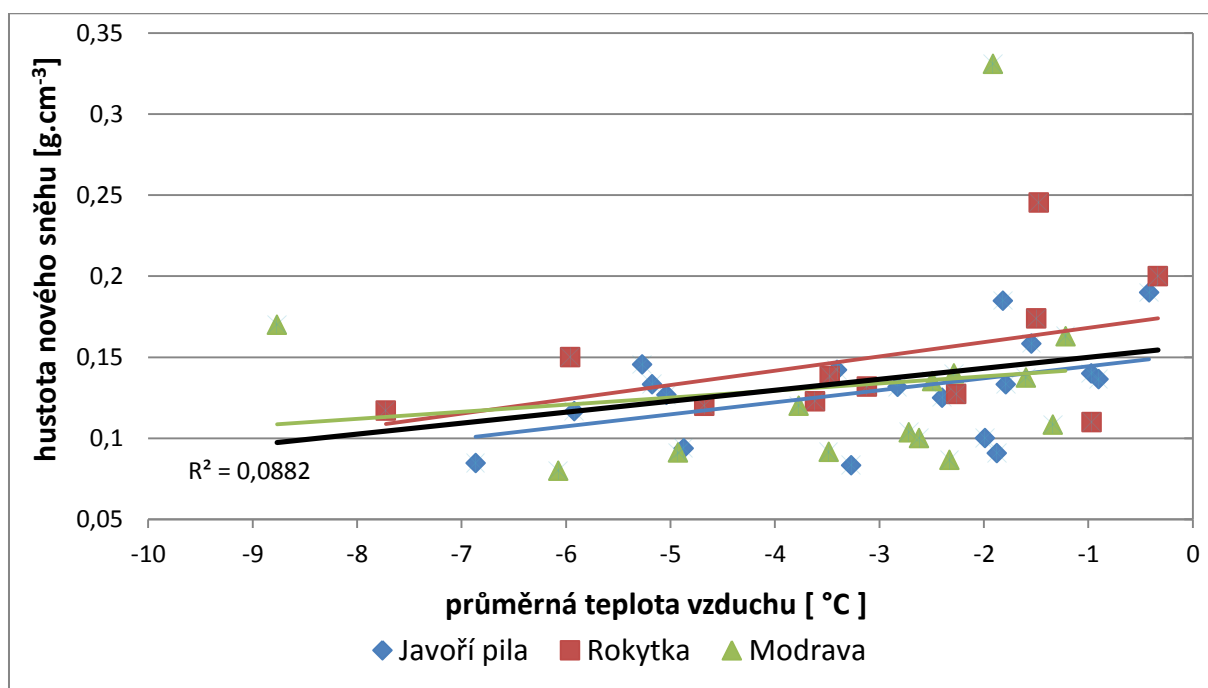


Obrázek 17: Hustota nového sněhu při vybraných šesti srážkových událostech ze čtyř sněhoměrných stanic na Šumavě v zimních sezónách 2016 a 2017 (Zdroj: KFGG Přf UK, ČHMÚ, zpracování vlastní)

## 4.2 Zjištěné závislosti

Regresní a korelační analýza byla provedena postupně u každé stanice zvlášť i u všech dohromady na obou analyzovaných meteorologických veličinách, přičemž u stanice na Modravě byla testována i závislost hustoty nového sněhu na vlivu větru. Zpočátku byla zahrnuta i stanice na Ptačím potoce přičemž se pro ni nepodařilo prokázat závislost ani u jednoho z meteorologických faktorů. Po jejím vyřazení se však signifikantní závislost podařila na 5 % hladině významnosti prokázat u teploty vzduchu ( $r_s = 0,393$ ), zároveň vzrostla hodnota koeficientu determinace ( $R^2 = 0,089$ ), který vypovídá o tom, že teplota vzduchu se na vysvětlované variabilitě dat hustot nového sněhu podílí přibližně z 9 %. První výzkumná hypotéza, která předpokládala závislost hustoty nového sněhu na teplotě vzduchu tak byla potvrzena. Na obrázku 19 je znázorněna závislost hustoty nového sněhu na vlhkosti vzduchu, přičemž regresní přímka značí velice pozvolně rostoucí trend. Jediná stanice, u které byla závislost hustoty nového sněhu na vlhkosti vzduchu průkazná, je Javoří pila s  $r_s = 0,54$  a koeficientem determinace  $R^2 = 0,40$ . Druhá výzkumná hypotéza, která předpokládá závislost

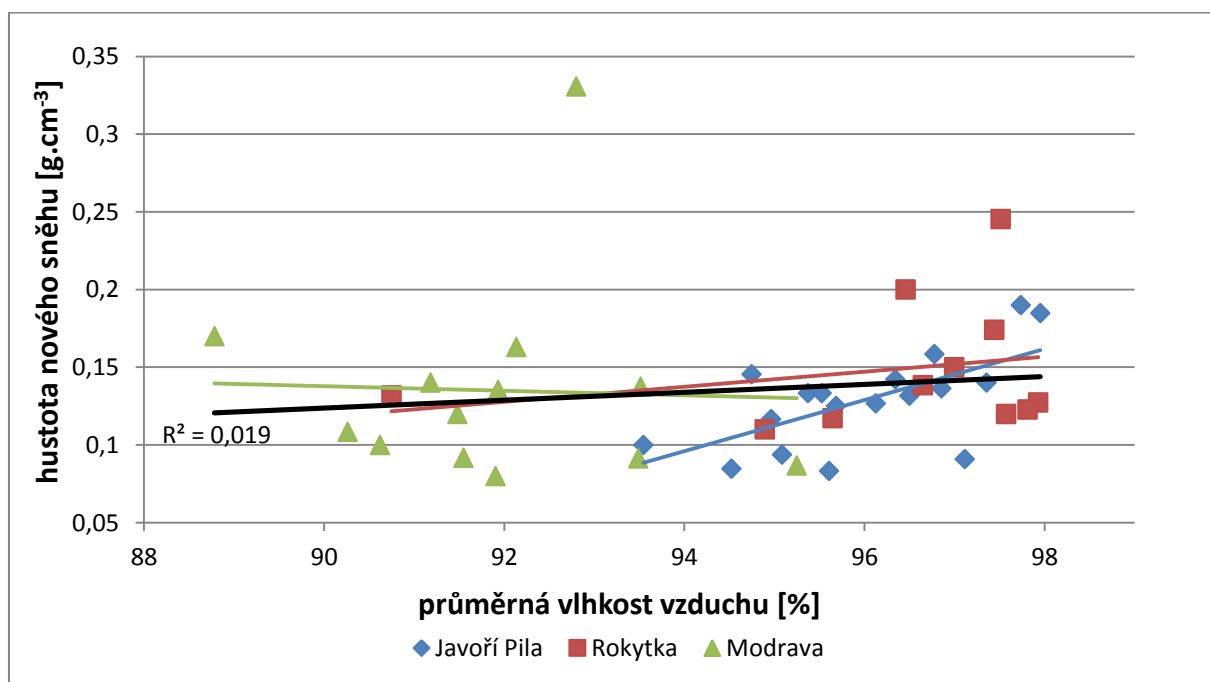
hustoty nového sněhu na vlhkosti vzduchu tak v tomto případě potvrzena nebyla. Vliv teploty vzduchu na hustotu nového sněhu podle jednotlivých stanic je znázorněn na obrázku 18. Nejvyšší hodnota koeficientu determinace byla dosažena na Rokytce ( $R^2 = 0,224$ ) a na Javoří pile ( $R^2 = 0,217$ ). Na rozdíl od Javoří pily ovšem na Rokytce nebyla na 5% hladině významnosti závislost prokázána. Výsledek korelační a regresní analýzy pro oba parametry je k vidění v tabulce 4.



Obrázek 18: Vliv teploty vzduchu na hustotu nového sněhu na jednotlivých sněhoměrných stanicích. Černá regresní přímka znázorňuje souhrnnou závislost všech stanic a jednotlivé barvy regresních přímek souhlasí s barvou značek v legendě. (Zdroj: KFGG Přf UK, ČHMÚ, zpracování vlastní).

parametr		Všechny stanice	Modrava	Rokytko	Javoří pila
teplota	směrnice	0,007	-0,006	0,088	0,007
teplota	$R^2$	0,089	0,037	0,224	0,217
teplota	$r_s$	0,393	0,403	0,409	0,487
teplota	P-hodnota $r_s$	0,043	0,154	0,225	0,023
vlhkost	směrnice	0,003	0,001	0,005	0,016
vlhkost	$R^2$	0,019	0,015	0,058	0,405
vlhkost	$r_s$	0,302	-0,012	0,127	0,543
vlhkost	P-hodnota $r_s$	0,053	0,693	0,713	0,019

Tabulka 4: Výsledky korelační a regresní analýzy dat hustoty nového sněhu, teploty a vlhkosti vzduchu.  $R^2$  představuje koeficient determinace,  $r_s$  značí Spearmanův koeficient pořadové korelace. (Zdroj: KFGG Přf UK, ČHMÚ, zpracování vlastní.)



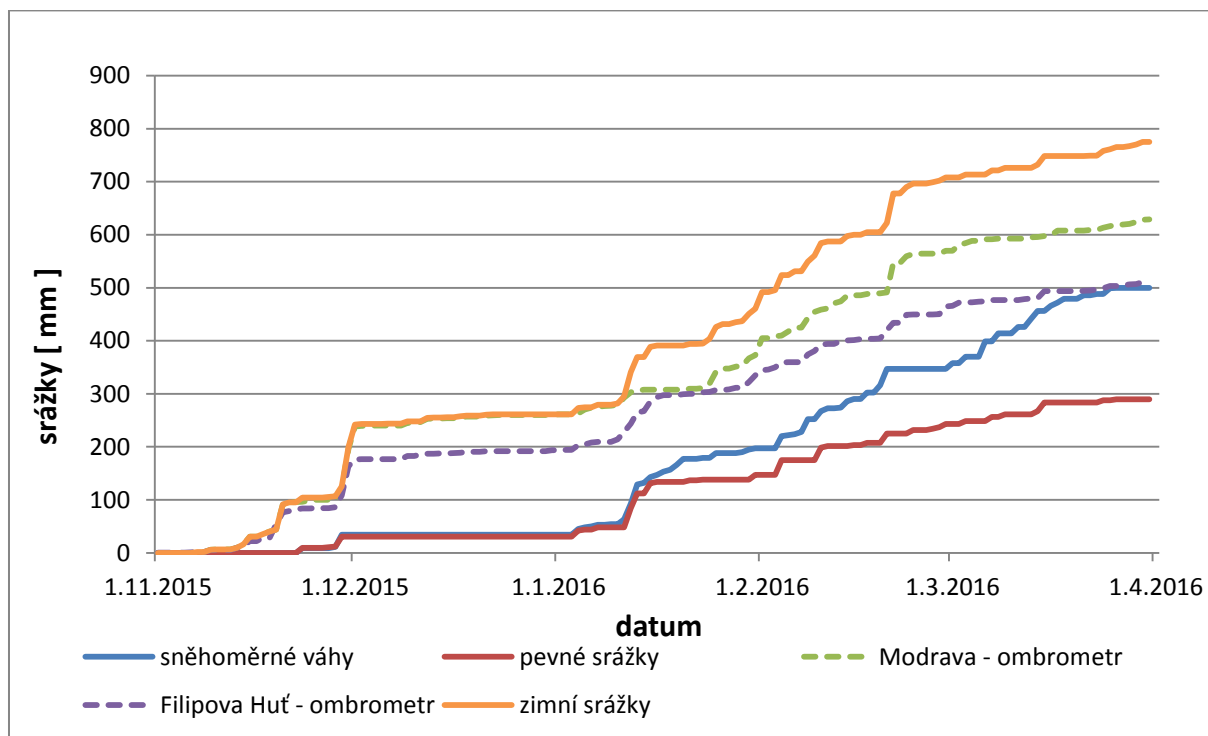
Obrázek 19: Vliv vlhkosti vzduchu na hustotu nového sněhu na jednotlivých sněhoměrných stanicích. Černá regresní přímka znázorňuje souhrnnou závislost všech stanic a jednotlivé barvy regresních přímek souhlasí s barvou značek v legendě. (Zdroj: KFGG Přf UK, ČHMÚ, zpracování vlastní).



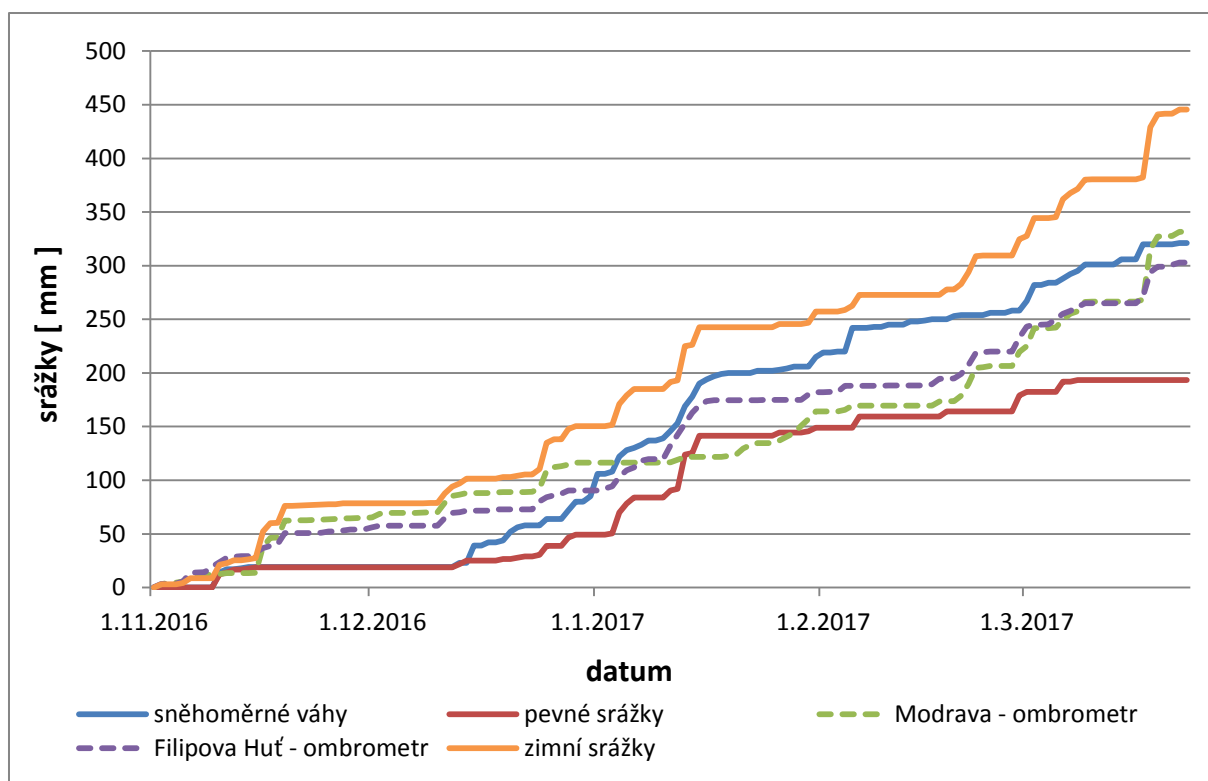
### 4.3 Srážkové úhrny

Obrázek 20 porovnává vývoj kumulace zimních srážek změřených či vypočtených čtyřmi různými způsoby v průběhu zimní sezóny 2016 na Modravě a Filipově Huti. Nejnižší srážkový průběh lze pozorovat u pevných srážek získaných výpočtem. Celkové množství pevných srážek, ke kterému bylo ve sledovaném období dospěno pomocí výpočtu je 290 mm, zatímco sněhoměrné váhy zaznamenaly výsledek rovných 500 mm, což znamená 42 % rozdíl. Fialová a zelená linie představují vyhřívané ombrometry na Filipově Huti a na Modravě, kdy na Filipově Huti bylo registrováno 511 mm srážek a na Modravě 629 mm ve sledovaném období. Oranžová linie, která má ve výsledku nejvyšší průběh, představuje výsledek ze zhotoveného výpočtu doplněný o srážky z ombrometru, které na Modravě spadly při kladných teplotách a výpočet je tedy nezaznamenal. Výsledkem je hodnota 775 mm ve sledovaném období, což znamená, že zhruba 63 % srážkových úhrnů bylo přejato z ombrometru. Ve sledovaném období tedy ombrometr naměřil 144 mm srážek, kdežto samotný výpočet zaznamenal 290 mm, což je přibližně dvojnásobek. Výsledný trend zaznamenaný v zimní sezóně 2017 se mírně liší od trendu v předešlé sezóně (viz obrázek 21). Nejnižší odhad úhrnu byl opět zaznamenan u výpočtu, který nebyl doplněn o srážky z ombrometru (193 mm). Ombrometr na Modravě ovšem po značnou část sezóny registroval nižší odhad srážek, než registroval sněhoměrný polštář, a po určitou část dokonce nižší úhrny, než registroval ombrometr na Filipově Huti. V případě sněhoměrných vah k této situaci mohlo dojít proto, že díky chladnějšímu průběhu zimy 2017 oproti zimě předešlé nedocházelo v jejím průběhu k tolika situacím, kdy by do sněhové pokrývky výrazněji napršelo. Sněhoměrné váhy, u nichž neplynou tak velké nejistoty z podhodnocení díky větru jako v případě ombrometru tak značnou část zimy registrovaly vyšší celkový úhrn srážek, přičemž ke změně došlo až na konci zimy, kdy již sníh na sněhoměru odtával, a nízká sněhová pokrývka již nebyla schopna pojmout vydatný déšť, ke kterému došlo 18. 3. 2017. Ombrometr tedy zachytil 331 mm srážek, kdežto sněhoměrné váhy 321 mm, což není tak markantní rozdíl, jako v předešlé sezóně. Nejvyšší odhad srážkových úhrnů v zimní sezóně 2017 opět poskytuje výpočet doplněný o srážky z ombrometru s výslednou hodnotou 445 mm, přičemž z ombrometru bylo přejato přibližně 67 %, což je poměrně podobný podíl, jako v případě předešlé zimy.

V případě zimy 2017 tedy ombrometr zachytil 79 mm pevných srážek, což je přibližně 41 % z odhadu samotného výpočtu.



Obrázek 20: Kumulativní průběh zimních srážek v zimní sezóně 2016 na Modravě a Filipově Huti. Pevné srážky vyjadřují srážky vypočtené podle odvozeného regresního vztahu, kdežto zimní srážky jsou navíc doplněny o kapalně srážky z ombrometru. (Zdroj: KFGG Přf UK, ČHMÚ, zpracování vlastní)



Obrázek 21: Kumulativní průběh zimních srážek v zimní sezóně 2017 na Modravě a Filipově Huti. Pevné srážky vyjadřují srážky vypočtené podle odvozeného regresního vztahu, kdežto zimní srážky jsou navíc doplněny o kapalné srážky z ombrometru. (Zdroj: KFGG Přf UK, ČHMÚ, zpracování vlastní).

## 5. Diskuze

### 5.1 Zhodnocení faktorů ovlivňujících výběr sněhových událostí

Data, jejichž analýza byla součástí této práce, pochází z automatických sněhoměrných stanic, s čímž může souviset více různých nejistot. Většina starších studií, které se zabývala odhadování hustoty nového sněhu na základě meteorologických faktorů, využívala data pořízena manuálně (viz kapitola 4.2). Až v posledním desetiletí se objevují studie, které pro zmíněný účel využívají automatické metody (Helfricht a kol. 2018). Egli a kol. (2009), kteří porovnávali přesnost sedmi automatických metod pro měření sněhu, vycházeli z předpokladu, že manuální odběr sněhového jádra a odečtení hodnot *in situ*, případně odečtení výšky sněhu na sněhoměrné lati je v současnosti nejpřesnější metoda, a proto byla manuálně měřená data využita jako referenční. Většina dat využitých v této studii byla naměřena sněhoměrnými váhami či sněhoměrným polštářem, což jsou přístroje, jejichž výstupní data mohou být ovlivněna efektem přemostění, přičemž podle Johnsona a kol. (2002) může magnitudo takové chyby způsobit nadhodnocení či podhodnocení až o 40 %, v závislosti na dynamice termálních procesů probíhajících ve sněhové pokrývce. K takovým chybám většinou dochází ve chvíli, kdy hustota sněhové pokrývky překročí hodnotu  $0,2 \text{ g.cm}^{-3}$ , což jsou hodnoty, které hustota sněhové pokrývky v případě této studie běžně překračovala. Na výběr sněhové události měl pravděpodobně vliv i vítr, který ovlivnil distribuci sněhu v průběhu sněžení i jeho následnou redistribuci po skončení sněhové události. Ultrazvukový senzor pro měření výšky sněhu v takovém případě zaznamenává kladné i záporné přírůstky, jelikož měření probíhá pouze v jednom bodě. Zároveň může docházet k fluktuaci hodnot SWE, ačkoliv v tomto případě nejsou změny tak markantní, jelikož sněhoměrné polštáře či váhy měří na větší ploše. Výběr termínu počátku a konce sněhové události tak nebyl vždy zcela jednoznačný, takže mohlo dojít k jejímu zkrácení či prodloužení, na základě čehož mohla být nadhodnocena či podhodnocena hodnota některého analyzovaného parametru a ovlivněn tak výsledek analýzy. Díky větru mohlo dojít k podhodnocení výšky sněhu, což se u některých méně výrazných událostí mohlo projevit tím, že neplnily předem nastavená kritéria pro jejich výběr, ačkoliv akumulace sněhu byla ve skutečnosti větší. Mohlo však dojít i k opačné situaci,

kdy se pod senzorem nahromadilo více sněhu, než by odpovídalo průměru z větší plochy, tedy že byly vybrány i takové události, které vybrány být neměly. V případě Modravý mohly být chybně evaluovány některé události, jelikož ultrazvukový sněhoměr měří výšku v bodě, který je vzdálen od středu sněhoměrných vah několik desítek centimetrů, což odporuje konvenčnímu nastavení, a proto výsledné hodnoty hustoty nového sněhu mohou být chybně vyhodnoceny. Na Modravě došlo 24. 3. 2017 k výpadku senzoru pro měření SWE, přičemž do provozu byl uveden na podzim 2017. V dubnu 2017 se však na zbylých stanicích odehrály sněhové události při záporných teplotách blízkých bodu tání. Pakliže se dané události projeví i na Modravě, nemohly být pro analýzu použity, čímž by se snížila reprezentativnost výsledků. Jedním z hlavních faktorů, který nepopíratelně mohl ovlivnit výběr události je faktor lidský. Jelikož byly jednotlivé události z datových řad extrahovány manuálně na základě osobního úsudku, mohlo dojít k nepřesnostem vinou špatného rozhodnutí ohledně časového rozpětí události. Helfricht a kol. (2018), kteří používali data ze čtyř alpských, dobře vybavených meteorologických stanic, považovali za počátek události situaci, kdy byl zároveň kladný přírůstek výšky sněhu a SWE a zároveň zaznamenán srážkový úhrn vyhříváním ombrometrem, díky čemuž byla identifikace přesného časového rozpětí události snazší. Tento přístup ovšem nebylo v případě této studie možno použít, jelikož ombrometrem disponovala pouze stanice na Modravě. Výhodu jejich přístupu však mohl degradovat vliv větru, díky kterému mohlo dojít k napadání zvířeného sněhu ze zemského povrchu do ombrometru, na což upozorňuje i Singh a Singh (2001).

Zvláštní případ představuje stanice na Ptačím potoce, která byla z pozdějších analýz vyřazena (viz. Kapitola 4.1) jelikož data, která naměřila, vykazovala podezřele vysoké hodnoty hustoty nového sněhu. Stähli a kol. (2004) uvádí, že u přístrojů měřících elektrickou impedanci sněhu, je nejčastější příčinou systematického nadhodnocování námraza, která se akumuluje na sněhovém senzoru, především tehdy, je-li v šikmém nastavení.

## 5.2 Vliv meteorologických faktorů na hustotu nového sněhu

Pro všechny stanice bylo společné měření pouze teploty vzduchu a vlhkosti vzduchu, čímž byly testované veličiny jasně předurčeny. Rychlost větru, solární radiace a přímé měření srážek by šlo použít pouze u dat z Modravy, což by nebylo dostačující. Větší část zahraničních studií se pokoušela vysvětlit hustotu nového sněhu pomocí více meteorologických veličin. Statisticky významnější závislost byla u výše popsané studie zjištěna pro teplotu vzduchu, tedy  $r_s = 0,39$ , což je o poznání méně, než uvádí například Judson a Doesken (2000), tedy přibližně  $r = 0,52$ . Nutno ovšem podotknout, že používali manuálně měřená data z lesních ploch s minimálním vlivem větru. Navíc jejich analýza probíhala na datech měřených po dobu 4 zimních sezón na 6 různých lokalitách, což je výrazně více vzorků, než je využito pro výše zmíněnou studii. Teplotou vzduchu se snažil hustotu nového sněhu vysvětlit také Meister (1985). Ve své studii vycházel z předpokladu, že teplotní podmínky panující ráno při odběru sněhového jádra nedostatečně vystihují podmínky panující v průběhu sněžení, a proto do výpočtu zahrnul i teplotní podmínky panující předchozí den. Pro jeho studii však byla využita manuální data měřena denně vždy v 7:00, zatímco při použití hodinových dat z automatických sněhoměrných stanic zmíněný problém nenastává. Využití jednoduché exponenciální parametrizace tak vedlo k  $r = 0,85$ , což je výrazně více, než v případě výše zmíněné studie, která ovšem využívala parametrizaci lineární. Jak již bylo zmíněno výše, sněhoměrné stanice, jejichž data jsou v této práci využita, jsou schopny dohromady poskytnout mimo vlastnosti týkajících se sněhové pokrývky pouze informace o teplotě vzduchu a vlhkosti vzduchu ve výšce blízké zemskému povrchu. Více zahraničních studií ovšem hledalo souvislost mezi hustotou nového sněhu a teplotou v různých tlakových hladinách vysoko nad zemským povrchem, kde se formují sněhové krystaly, přičemž teplota v místě jejich formace má zásadní vliv na jejich tvar, a tím i výslednou hustotu sněhové pokrývky (viz kapitola 2.1). Například Diamond a Lowry (1954) objevili korelaci  $r = 0,639$  mezi hustotou nové sněhové pokrývky a teplotou vzduchu v tlakové hladině 700 milibarů, která se v místě výzkumu nacházela ve výšce zhruba 3 300 m n. m., tedy 900 m nad zemským povrchem. Mezi tlakovou hladinou 500 milibarů a hustotou nového sněhu již ovšem signifikantní korelace nalezena nebyla. Mezi přízemní teplotou a hustotou nového sněhu ovšem našli korelaci  $r = 0,501$ , což je rovněž poněkud silnější

závislost, než byla objevena v této studii. Nutno ovšem zmínit, že výzkum, který provedl Diamond a Lowry (1952) využíval měření vertikálního teplotního profilu s pomocí radiosondy, což je nepochybně finančně nákladné. Hustota nového sněhu byla v této práci dále vysvětlována pomocí vlhkosti vzduchu, ačkoliv závislost na 5% hladině významnosti nebyla prokázána. Prozatím ovšem nebylo zpracováno mnoho studií, které by pro vysvětlení hustoty nového sněhu používaly pouze vlhkosti vzduchu. Většina provedených studií využívá vlhkost vzduchu jen jako jeden z několika parametrů pro vysvětlení hustoty nového sněhu. Například Lehning a kol. (2002) vysvětlili pomocí teploty vzduchu, teploty zemského povrchu, vlhkosti vzduchu a rychlosti větru 84 % variability hustot sněhu, což je výrazně lepší, než v případě této studie (9 %).

### 5.3 Zhodnocení srážkových úhrnů

Výše popsaný průzkum naznačuje, že jednotlivé metody odhadu zimních srážek poskytují odlišné výsledky. Nejnižší odhad byl vždy dílem samotného odvozeného výpočtu, který se opírá o nárůst výšky sněhu měřené ultrazvukovým sněhoměrem a o průměrnou denní teplotu vzduchu. Zpočátku obou zimních sezón lze vysledovat podobný průběh výpočtu jako u SWE měřeného sněhoměrnými váhami, přičemž průběh obou linií se začíná výrazněji rozcházet přibližně v polovině ledna (2016) a polovině prosince (2016), což je pravděpodobně způsobeno z velké části tím, že sněhová pokrývka je schopna absorbce určitého množství dešťových srážek, které zvyšují SWE, přičemž výpočet dešťové srážky při kladných teplotách nebere v potaz. Dalším důvodem může být nepřesnost výpočtu, který v danou chvíli nesprávně vystihoval hustotu nové sněhové pokrývky. Jak již bylo zmíněno výše, sněhoměrné váhy i ombrometr v obou případech poskytují vyšší odhady zimních srážek, než výpočet. Důvodem je to, že výpočet nepočítá s dešťovými srážkami. Ombrometr i sněhoměrné váhy ovšem poskytují odhady, které se od reálných srážkových úhrnů mohou značně lišit. Zatímco ombrometr může v závislosti na rychlosti větru podhodnocovat dešťové srážky až o 20 %, u sněhových srážek může podhodnocení běžně činit až 50 % (Sevruk a kol., 2009), sněhoměrné váhy zase neumí operovat s dešťovými srážkami. Leží-li na sněhoměrných váhách sněhová pokrývka, do které naprší, déšť způsobí její tání, přičemž voda z tající sněhové pokrývky oteče mimo sněhoměr, což způsobuje podhodnocení. Doplněním dešťových srážek z ombrometru do výsledků z výpočtu tak bylo dosaženo toho, aby spolu byly uvedené metody

srovnatelné, ačkoliv i v tomhle případě se vyskytly určité nejasnosti. Při některých sněhových událostech ombrometr nezaznamenal přírůstek srážek, popřípadě přírůstek srážek kvantitativně neodpovídal přírůstku sněhu ze sněhoměru. Jelikož ani při detailnějším zkoumání původních hodinových dat nebyla nalezena shoda či souvislost, byly přejaty všechny srážky z ombrometru, které se odehrály při kladných teplotách. Další nejistotou mohou být odchylky sněhoměrných senzorů v době odečtu (kladné či záporné). V kumulativním výpočtu ovšem byly započítány pouze odchylky kladné, jelikož odchylky záporné by se projevily táním, nikoliv akumulací. Významnou roli ve výpočtech kumulace SWE a výpočtu srážek mohla sehrát agregace dat hodinových do dat denních. Do denních průměrů teplot jsou tak započteny i hodiny, kdy samotná akumulace neprobíhala, což je nepochybně zavádějící, a proto výsledné hustoty sněhu včetně dopočtených srážek jsou do jisté míry zkresleny. Stejně tomu může být u výšek sněhu či SWE, kdy hodnota odečtená vždy na konci dne nemusí představovat vždy nejvyšší hodnotu z celého dne.



## 6. Závěr

Formou rešerše české i zahraniční odborné literatury byly zhodnoceny aktuálně využívané přístupy k měření zimních srážek se zvýšenou pozorností věnované automatickým metodám měření výšky, SWE a hustoty sněhu. Dále se rešerše věnuje faktorům ovlivňujícím hustotu nového sněhu a použitým přístupům k jejímu výpočtu především na základě meteorologických faktorů.

Na základě dat ze čtyř automatických sněhoměrných stanic na Šumavě proběhl výběr významných sněhových událostí. Na vybraných parametrech charakterizujících sněhové události byla provedena korelační analýza a byly hledány faktory ovlivňující hustotu nového sněhu. Dále byla regresní analýzou dat ze stanice na Modravě dopočítána hustota nového sněhu. Z vypočtené hustoty nového sněhu a sněhových přírůstků byly vypočteny zimní srážky za zimu 2016 a 2017 a hodnoty byly porovnány s daty z vyhřívaného člunkového srážkoměru a sněhoměrných vah. Na základě provedené analýzy bylo vyvozeno několik závěrů:

- Hustota nového sněhu je závislá na teplotě vzduchu blízké zemskému povrchu. S růstem teploty nad  $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$  slabě roste i hustota nového sněhu. Výsledek tak potvrzuje první stanovenou výzkumnou hypotézu.
- Závislost Vlhkosti vzduchu a hustoty nového sněhu byla prokázána pouze na jedné z využitých stanic. Druhá výzkumná hypotéza tak byla vyvrácena.
- Odvozený výpočet nadhodnocoval sněhové srážky oproti vyhřívanému ombrometru na Modravě v zimě 2016 o 50 % a v zimě 2017 o 59 %.
- Data z automatických sněhoměrů obsahují určité nepřesnosti, jejichž správná interpretace je ke zpřesnění výsledků nezbytná. V průběhu analýzy vystalo více dílčích problémů a komplikací, jejichž řešení je práce pro další studie.

## 7. Použité zdroje literatury:

ALCOTT, T. I. a W. J. STEENBURGH. (2010): Snow-to-Liquid Ratio Variability and Prediction at a High-Elevation Site in Utah's Wasatch Mountains. *Weather and Forecasting* . r. 25, č. 1, 323-337.

BALATKA, B., KALVODA, J. (2006): Geomorfologické členění reliéfu Čech. Kartografie Praha, a.s., 79 s

BERCHA, Š. J. JIRÁK, L. DUCHÁČEK, V. VAJSKEBR, J. POBŘÍSLOVÁ, P. ŘÍČICOVÁ, M. KIMLOVÁ (2017): Využití profilových manuálních a automatických měření sněhu pro výpočet zásob vody ve sněhové pokrývce, Český hydrometeorologický ústav, Oddělení aplikované hydrologie, Praha, (Dostupné z: [http://www.cmes.cz/sites/default/files/05\\_Bercha\\_M%C4%9B%C5%99en%C3%AD%20sn%C4%9Bhu.pdf](http://www.cmes.cz/sites/default/files/05_Bercha_M%C4%9B%C5%99en%C3%AD%20sn%C4%9Bhu.pdf)).

BORMANN, K.J. S. WESTRA, J.P. EVANS a M.F. MCCABE. (2013): Spatial and temporal variability in seasonal snow density. *Journal of Hydrology*. (484), 63 - 73.

COLBECK, S.C. (1978): The physical aspects of water flow through snow. *Advances in hydroscience*. č.11, 165-204.

COLBECK, S.C. (1982): An overview of seasonal snow metamorphism. *Reviews of Geophysics*. 20, č.1, 45 - 61.

DEWALLE, D.R., RANGO, A. (2008): Principles of snow hydrology. Cambridge University Press, Cambridge, 410 s.

DIAMOND, M., A W.P. LOWRY (1954): Correlation of density of new snow with 700-millibar temperature. *Journal of Meteorology*. č. 11, 512–513.

DOZIER, J. (1989): Spectral signature of alpine snow cover from the landsat thematic mapper. *Remote Sensing of Environment*. r.28, 9 - 22.

EGLI, L., T. JONAS a R. MEISTER. (2009): Comparison of different automatic methods for estimating snow water equivalent. *Cold Regions Science and Technology*. 57, 107 - 115.

GOODISON, B.E., P.Y.T. LOUIE. (1998) : WMO solid precipitation measurement intercomparison. Final Report. World Meteorological Organization, č. 872, s. 212.

HEDSTROM, N.R. a J.W. POMEROY. (1998): Measurements and modelling of snow interception in the boreal forest. *Hydrological Processes*. r. 12, č. 10-11, 1611-1625.

HELFRICHT, K., L. HARTL, R. KOCH, Ch. MARTY a M. OLEFS (2016). Potential and challenges of an extensive operational use of high accuracy optical snow depth sensors to minimize solid precipitation undercatch. issw - International Snow Science Workshop 2016 Proceedings.

HELFRICHT, K., L. HARTL, R. KOCH, Ch. MARTY a M. OLEFS. (2018): Obtaining sub-daily new snow density from automated measurements in high mountain regions. *Hydrology and Earth System Sciences* . r. 22, č. 5, 2655-2668

Hiemstra, CH. G. E. LISTON a W.A. REINERS. (2002): Snow Redistribution by Wind and Interactions with Vegetation at Upper Treeline in the Medicine Bow Mountains, Wyoming, U.S.A., Arctic, Antarctic, and Alpine Research, r. 34, č.3, 262-273.

JACOBSON, M. D. (2010): Inferring Snow Water Equivalent for a Snow-Covered Ground Reflector Using GPS Multipath Signals. *Remote Sensing*. r. 2, č.10, 2426-2441.

JENÍČEK, M., A. TAUFMANOVÁ (2010): Vliv vegetace na akumulaci a tání sněhu - výběr z výsledku výzkumu katedry fyzické geografie a geoekologie PŘF UK v letech 2009 a 2010. In: Jiráček, J. (ed.): XV. Medzinárodné stretnutie snehárov. Kouty nad Desnou, Hrubý Jeseník. Praha, ČHMÚ: 43-51.

JOHNSON, J.B. a B. MARKS. (2004): The detection and correction of snow water equivalent pressure sensor errors. *Hydrological Processes*. r. 18, č. 18, 3513 - 3525.

JOHNSON, J.B. a G.L. SCHAEFFER. (2002): The influence of thermal, hydrologic, and snow deformation mechanisms on snow water equivalent pressure sensor accuracy. *Hydrological Processes*. r. 16, č. 18, 3529 - 3542.

JONOV, M. a MADĚŘICOVÁ, Š. (2012): Experimentální měření sněhu na vybraných lokalitách Jeseníků a Beskyd, Přednáška ČHMÚ Ostrava. (Dostupné z: [http://www.cmes.cz/sites/default/files/Jonov-Madericova\\_Experimentalni\\_mereni\\_snehu\\_Beskydy-Jeseniky.pdf](http://www.cmes.cz/sites/default/files/Jonov-Madericova_Experimentalni_mereni_snehu_Beskydy-Jeseniky.pdf))

JORDAN, R.E., E.L. ANDREAS a A.P. MAKSHITAS, (1999): Heat budget of snow-covered sea ice at North Pole 4. *Journal of Geophysical Research: Oceans* . r. 104, č. C4, 7785-7806.

JUDSON, A, DOESKEN, N. (2000): Density of Freshly Fallen Snow in the Central Rocky Mountains. *Bulletin of the American Meteorological Society*. r. 81, č. 7, 1577 – 1587.

KŘÍSTEK, Š.(2011): Měření vlastností sněhové pokrývky v lese a mimo les: certifikovaná metodika. Strnady: Výzkumný ústav lesního hospodářství a myslivosti, Lesnický průvodce.

LEHNING, M., P. BARTELT. (2002): A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning. *Cold Regions Science and Technology*. r. 35, č. 3, 169-184

MAGANO, CH. (1953): On the Growth of Snow Flake and Graupel. *Science Reports of the Yokohama National University*, r. 1, č. 2, 18-40.

MAIR, E., G. LEITINGER, S. DELLA CHIESA, G. NIEDRIST, U. TAPPEINER a G. BERTOLDI (2016): A simple method to combine snow height and meteorological observations to estimate winter precipitation at sub-daily resolution. *Hydrological Sciences Journal*. r. 61, č. 11, 2050-2060.

MASON, B. J (1971): The physics of clouds. Oxford: Clarendon press

MEISTER, R. (1985): Density of New Snow and its Dependence of Air Temperature and Wind, Workshop on the Correction of Precipitation Measurements, 1–3 April 1985, Zurich.

MENTLÍK, P. (2005): Atlas geomorfologických forem Plzeňského kraje [online]. Plzeň, [cit. 2018-07-14]. Dostupné z: [https://kge.zcu.cz/geom\\_atlas/Povydri/geologie/geologie.htm](https://kge.zcu.cz/geom_atlas/Povydri/geologie/geologie.htm)

MIZUKAMI, N. a S. PERICA. (2008): Spatiotemporal Characteristics of Snowpack Density in the Mountainous Regions of the Western United States. *Journal of Hydrometeorology*. r. 9, č. 6, 1416 - 1426.

Národní park Šumava [online]. [cit. 2018-07-15]. Dostupné z: <http://www.npsumava.cz/cz/>

NAKAYA, U. (1951): The Formation of Ice Crystals. *Compendium of Meteorology*. 207 - 208.

Němec, L. (2006): Zhodnocení spolehlivosti a účinnosti systému měření výšky sněhové pokrývky a její vodní hodnoty. In: Sandev, M. (ed.). Meteorologické a hydrologické vyhodnocení jarní povodně 2006 na území ČR. Praha, ČHMU, 35-53.

NEW, M., M. TODD, M. HULME a P. JONES. (2001): Precipitation measurements and trends in the twentieth century. *International Journal of Climatology*. r. 21, č. 15, 1889-1922.

POBŘÍŠLOVÁ, J., a. A. KULASOVÁ. (2000): Ukládání a tání sněhu v lese a na odlesněných partiích Jizerských hor. *Opera Corcontica*, č.37, 113- 119.

POWER, B.A. P.W. SUMMERS, J. D'AVIGNON. (1963): Snow Crystal Forms and Riming Effects as Related to Snowfall Density and General Storm Conditions. *Journal of the Atmospheric Sciences*. r. 21, 300 - 305.

RASMUSSEN, R., B. BAKER, J. KOCHENDORFER, T. MEYERS, S. LANDOLT, A.P. FISCHER, J. BLACK, J. M. THÉRIAULT, P. KUCERA, D. GOCHIS, C. SMITH, R. NITU, M. HALL , K. IKEDA, E. GUTMANN (2012): How Well Are We Measuring Snow?. *Bulletin of the American Meteorological Society*. r. 93, č. 6, 811 - 829.

ROEBBER, J.P. a L.S BRUENING. (2003): Improving Snowfall Forecasting by Diagnosing Snow Density. *Weather and Forecasting*. č. 18, 264 - 287.

SEVRUK, B. (1996): Adjustment of tipping-bucket precipitation gauge measurements. *Atmospheric Research*. r. 42, č. 1-4, 237 - 246.

SINGH, P. a V. P. SINGH. (2001): Snow and glacier hydrology. Boston: Kluwer Academic Publishers, 742 s.

SCHEMENAUER, R. S., BERRY, M. O., MAXWELL, J. B. (1981). chapter 4: Snowfall formation. In Handbook of Snow, Principles, Processes, Management and Use, ed. D. M. Gray and D. H. Male. Toronto: Pergamon Press, 52 -129.

SCHMUCKI, E., Ch. MARTY, Ch. FIERZ a M. LEHNING (2014): Evaluation of modelled snow depth and snow water equivalent at three contrasting sites in Switzerland using SNOWPACK simulations driven by different meteorological data input. *Cold Regions Science and Technology*. č. 99, 27-37.

SOMMER, W. a R. FIEL. (2010): Snow Pack Analyser (SPA) for snow water equivalent (SWE) and liquid water content. *Sommer GmbH & Co. KG*.

STÄHLI, M., M. STACHEDER, D. GUSTAFSSON, S. SCHLAEGER, M. SCHNEEBELI, A. BRANDELIK. (2004): A new in situ sensor for large-scale snow-cover monitoring. *Annals of Glaciology*. r. 38, 273 - 278.

STURM, M., B. TARAS, G.E. LISTON, Ch. DERKSEN, T. JONAS a J. LEA (2010): Estimating Snow Water Equivalent Using Snow Depth Data and Climate Classes. *Journal of Hydrometeorology*. r. 11, č. 6, 1380 - 1394.

SVOBODA, J. (1964): Regionální geologie ČSSR: Díl 1- Český masív. Praha: Ústřední ústav geologický v Nakladatelství Československé akademie věd. 380 s.

ŠPULÁK, O., J. SOUČEK, V. ČERNOHOUS (2012): Pozemní metody a technologie měření vodní hodnoty sněhu: Review. *Zprávy lesnického výzkumu*. r. 57, č. 4, 304 - 313.

ŠTELCL, J., V. VÁVRA. (2007): Multimediální mineralogicko - petrografický exkurzní průvodce po území Čech [online]. Brno, [cit. 2018-07-14]. Dostupné z: [http://pruvodce.geol.cechy.sci.muni.cz/regionalni\\_geol/moldanubikum.htm](http://pruvodce.geol.cechy.sci.muni.cz/regionalni_geol/moldanubikum.htm)

TAUFMANOVÁ, A., M. JENÍČEK, D. KUČEROVÁ, H. PEVNÁ, S. PODZIMEK. (2010): Výzkum procesu akumulace a tání sněhu v Krušných horách. In: Hydrologické dny 2010. Voda v měnícím se prostředí. Sborník příspěvků a posterových abstraktu. 25. – 27. října 2010, Hradec Králové. Praha, CHMÚ: 493-499.

TOLASZ, R. et al. (2007): Atlas podnebí Česka. ČHMÚ a UP Olomouc, Praha, 256 s.

VIONNET, V., E. BRUN, S. MORIN, A. BOONE, S. FAROUX, P. LE MOIGNE, E. MARTIN, J.M. WILLEMET (2012): The detailed snowpack scheme Crocus and its implementation in SURFEX v7.2. *Geoscientific Model Development*. r. 5, č. 3, 773-791

WETZEL, M., M. MEYERS, R. BORYS, R. MCANELLY, W. COTTON, A. ROSSI, P. D. NADLER, D. LOWENTHAL, S. COHN, W. BROWN (2004): Mesoscale Snowfall Prediction and Verification in Mountainous Terrain. *Weather and Forecasting*, č. 19, 806–828.

ŽÍDEK, D. a P. LIPINA. (2003): Návod pro pozorovatele meteorologických stanic [online]. Ostrava, [cit. 2018-07-07]. Dostupné z: <https://docplayer.cz/8363579-Navod-pro-pozorovatele-meteorologickych-stanic-chmu.html>

## Seznam obrázků:

Obrázek 1: Formy sněhových krystalů podle mezinárodní klasifikace pevných srážek (Mason, 1971, upraveno)

Obrázek 2A (vlevo): Sněhoměrné prkénko (Zdroj: Rick Kasguma, 2012), Obrázek 2B (vpravo): Sněhoměrný válec (Zdroj: Jonov a Maděričová, 2012)

Obrázek 3A (vlevo): Sněhové váhy, (Zdroj: Hydrological Services America), Obrázek 3B (vpravo): Sněhoměrný polštář (Zdroj: <https://www.gfz-potsdam.de>)

Obrázek 4: Tři typy konfigurace SPA (Zdroj: Sommer a Fiel, 2010)

Obrázek 5: Větrný štít DFIR (Zdroj: Rasmussen a kol., 2012)

Obrázek 6: Závislost hustoty nového sněhu na teplotě vzduchu v tlakové hladině 700 milibarů (Zdroj: Diamond a Lowry, 1954)

Obrázek 7: Vymezení zájmového území v měřítku České republiky (Dibavod, ArcČR 500, ČÚZK, zpracování vlastní).

Obrázek 8: Geologická stavba povodí Vydry (Dibavod, ArcČr 500, Geologická mapa ČR 1:50 000 a 1:500 000, zpracování vlastní)

Obrázek 9: Sklonitost svahů v povodí Vydry (Dibavod, ArcČr500, ČÚZK, zpracování vlastní)

Obrázek 10: Výškové poměry v povodí Vydry (Dibavod, ArcČr500, ČÚZK, zpracování vlastní)

Obrázek 11: Průměrné srážky, průměrná teplota (vlevo) a průměrná maximální výška sněhu (vpravo) na Churáňově v letech 1961 – 2017 ( Zdroj: ČHMÚ, zpracování vlastní )

Obrázek 12: Průměrný průtok v profilu Modrava-Vydra v období 1961-2017. (Zdroj: ČHMÚ, zpracování vlastní)

Obrázek 13: Poloha sněhoměrných stanic v rámci zájmového území (Zdroj: ČÚZK, ArcČr 500, zpracování vlastní)

Obrázek 14: Variabilita hustot nového sněhu ze sněhových událostí v průběhu zimních sezon 2013-2018 na jednotlivých sněhoměrných stanicích na Šumavě (Zdroj: KFGG, ČHMÚ, Zpracování vlastní)

Obrázek 15: Variabilita výšek nového sněhu ze sněhových událostí v průběhu zimních sezon 2013-2018 na jednotlivých sněhoměrných stanicích na Šumavě (Zdroj: KFGG, ČHMÚ, Zpracování vlastní)

Obrázek 16: Histogram pro hustotu nového sněhu při analyzovaných sněhových událostech. (Zdroj: KFGG, ČHMÚ, Zpracování vlastní)

Obrázek 17: Hustota nového sněhu při vybraných šesti srážkových událostech ze čtyř sněhoměrných stanic na Šumavě v zimních sezónách 2016 a 2017 (Zdroj: KFGG, ČHMÚ, Zpracování vlastní)

Obrázek 18: Vliv teploty vzduchu na hustotu nového sněhu na jednotlivých sněhoměrných stanicích (Zdroj: KFGG, ČHMÚ, Zpracování vlastní)

Obrázek 19: Vliv vlhkosti vzduchu na hustotu nového sněhu na jednotlivých sněhoměrných stanicích. (Zdroj: KFGG, ČHMÚ, Zpracování vlastní)

Obrázek 20: Kumulativní průběh zimních srážek v zimní sezóně 2016 na Modravě a Filipově Huti. (Zdroj: KFGG, ČHMÚ, Zpracování vlastní)

Obrázek 21: Kumulativní průběh zimních srážek v zimní sezóně 2017 na Modravě a Filipově Huti. (Zdroj: KFGG, ČHMÚ, Zpracování vlastní)

## **Seznam tabulek:**

Tabulka 1: Tvar a typ krystalu v závislosti na teplotě při jejich vzniku (Zdroj: Singh a Singh, 2001)

Tabulka č.2: Zařazení povodí řeky Vydry do systému geomorfologického členění podle Balatky a Kalvody (Zdroj: Balatka a Kalvoda, (2006), zpracování vlastní)

Tabulka 3: Charakteristika analyzovaných sněhových událostí (Zdroj: KFGG Přf UK, ČHMÚ, Zpracování vlastní)

Tabulka 4: Výsledky korelační a regresní analýzy dat hustoty nového sněhu, teploty a vlhkosti vzduchu. (Zdroj: KFGG Přf UK, ČHMÚ, Zpracování vlastní)

**Seznam zkratek:**

DPZ – dálkový průzkum Země

SPA – (Snow pack analyser) typ sněhoměrného senzoru

SWE – (Snow Water Equivalent) vodní hodnota sněhu

WMO – (World Meteorological Organization) světová meteorologická organizace

KFGG – (Katedra Fyzické geografie a geoekologie)

ČHMÚ – (Český hydrometeorologický ústav)